



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Victor Gualberto de Oliveira

**PALEOHIDRODINÂMICA DE SISTEMAS FLUVIAIS ENTRELAÇADOS DA
FORMAÇÃO JAICÓS (SILURO-DEVONIANO, BACIA DO PARNAÍBA)
UTILIZANDO MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS**

Florianópolis

2023

Victor Gualberto de Oliveira

**PALEOHIDRODINÂMICA DE SISTEMAS FLUVIAIS ENTRELACADOS DA
FORMAÇÃO JAICÓS (BACIA DO PARNAÍBA)
UTILIZANDO MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Manoela Bettarel Bállico
Coorientador: Prof. Dr. Felipe Guadagnin

Florianópolis

2023

Oliveira, Victor

PALEOHIDRODINÂMICA DE SISTEMAS FLUVIAIS ENTRELAÇADOS
DA FORMAÇÃO JAICÓS (BACIA DOPARNAÍBA) UTILIZANDO
MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTO / Victor Oliveira;
orientadora, Manoela Bállico, coorientador, Felipe
Guadagnin, 2023.

90p.

1. Formação Jaicós 2. Modelos Virtuais de
Afloramentos. 3. Big Rivers. 4. Sistemas Fluviais
Entrelaçados. 5. Paleohidrologia. I. Bállico, Manoela.
II. Guadagnin, Felipe. III. Universidade Federal de
Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Geologia.
IV. Título.

Victor Gualberto de Oliveira

**PALEOHIDRODINÂMICA DE SISTEMAS FLUVIAIS ENTRELAÇADOS DA FORMAÇÃO JAICÓS
(BACIA DOPARNAÍBA) UTILIZANDO MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS**

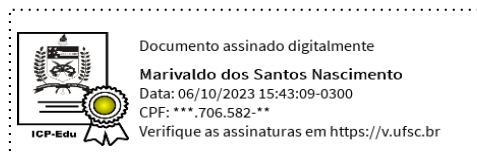
O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado, em 18 de Agosto de 2023 pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof.^a Dr.^a Liliana Sayuri Osako
Universidade Federal de Santa Catarina

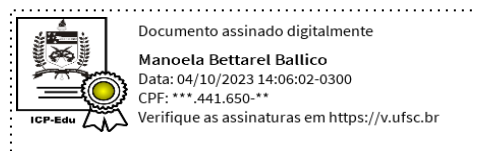
Prof. Dr. Adriano Domingos dos Reis
Universidade de Brasília

Prof. Dr. André Pires Negrão
Universidade de São Paulo

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de Mestre em Geologia.



Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento
Coordenação do Programa de Pós-Graduação



Prof.^a Dr.^a Manoela Bettarel Bállico
Orientadora

Florianópolis, 2023

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço imensamente minha família por todo apoio incondicional, por me incentivarem em meus projetos, pelos bons conselhos que me auxiliam nesta caminhada e pelos momentos em que passamos juntos que fazem ser quem eu sou.

A minha parceira de vida, Monica, por estar sempre comigo, incentivando e compartilhando sonhos, por todas as aventuras já vividas e que viveremos, e que junto foi também minha parceira de pesquisa, trazendo clareza e *insights* valiosos para este trabalho. Estamos juntos sempre!

Minha amiga e orientadora Manoela, agradeço a oportunidade de me desafiar neste projeto, pela construção de ideias, por toda paciência e por nos incentivar sempre. Será sempre minha referência como professora, pesquisadora e entusiasta assídua da geologia sedimentar.

Ao Guadagnin por me apresentar ao mundo dos modelos virtuais de afloramento, por toda ajuda na construção dessa jornada, muito obrigado!

Ao Henrique, compartilhando seu conhecimento nas geotecnologias. A Mariah que além de contribuir para construção dessa pesquisa, demonstrou um profundo entendimento ao tema com um grande potencial para prosseguir com o projeto (sem pressão).

Também agradeço aos colegas do Labgeo de Reservatórios da UFSC, assim como a própria Universidade. A Petrobras e a CAPES por conceder recursos a esta pesquisa.

Não poderia deixar de agradecer a todas as famílias que visitamos ao buscar os afloramentos em Massapê do Piauí, que nos acolheram como se fossemos parentes próximos, sempre com um sorriso no rosto e uma excelente prosa. Acredito muito na ciência como forma de ajudar a sociedade, espero que de alguma forma, a “minha geologia” consiga contribuir para melhorar a vida daquelas famílias. É isso que busco.

Por fim, também dedico este trabalho a uma grande geóloga, amante da modelagem e dos carbonatos Carol Cazarin (*in memoriam*), apesar de ter tido apenas uma breve conversa, tenho certeza de que o tema era de grande interesse e que renderiam excelentes discussões.

Afinal, o que é um cientista? É alguém curioso olhando por um buraco de fechadura, o buraco de fechadura da natureza, tentando saber o que está acontecendo

Jacques-Yves Cousteau, 1993

RESUMO

A Formação Jaicós, unidade superior do Grupo Serra Grande, Siluriano da Bacia do Parnaíba, aflora ao longo de uma estreita faixa N-S na porção leste da bacia, e compreende depósitos de arenitos e conglomerados de origem fluvial. Esta unidade ainda carece de estudos faciológicos e arquiteturais que contribuem para compressão destes complexos depósitos e sua evolução. Na região de Massapê do Piauí-PI foram selecionados três afloramentos em escarpas, onde foram realizados levantamentos estratigráficos de alta resolução posteriormente integrados aos Modelos Virtuais de Afloramentos gerados para cada um. Foram descritas oito litofácies de composição arenosa a conglomerática, que compõe cinco elementos arquiteturais: Barras cascalhosas; Dunas de acreção frontal (simples e compostas); Formas de leito arenosas; e Hollows. Os afloramentos foram integrados em um modelo geocelular que dividiu os depósitos em oito canais separados por superfícies de quinta ordem. Por meio de parâmetros paleohidrodinâmicos foi constatado que estes canais possuíam uma largura média entre trezentos e sessenta a mil metros de extensão, com uma profundidade que varia entre onze e trinta e três metros. Estes parâmetros morfodinâmicos associados a dados da literatura de bacias adjacentes, assim como da própria formação em outras localidades, contribuem para classificarmos os depósitos da Formação Jaicós como pertencentes a *Big Rivers*, compatíveis aos atuais rios de extensões continentais.

Palavras-chave: Formação Jaicós; Modelos Virtuais de Afloramento; Big rivers, Sistemas fluviais entrelaçados; Paleohidrologia.

ABSTRACT

The Jaicós Formation, Upper unit of the Serra Grande Group, Silurian of Parnaíba Basin, has outcrops along a narrow N-S strip in the eastern portion of the basin, comprising fluvial deposits of sandstones and conglomerates. Despite this unit still lacks faciological and architectural studies that contribute for understanding of these complex deposits and their evolution. In the Massapê do Piauí-PI region, three outcrops were selected on cliffs, where high-resolution stratigraphic surveys were conducted and subsequently integrated into Virtual Outcrop Models generated for each one. Eight lithofacies, ranging from sandy to conglomeratic compositions were described, compounding five architectural elements: Gravel bars; Downstream accretion element (simple and compound); Sandy bedforms; and Hollows. The outcrops were integrated into a geocellular model that divided the deposits into eight channels separated by fifth-order surfaces. Through paleohydrodynamic parameters, it was observed that these channels had an average width ranging from three hundred and sixty to a thousand meters, with a depth flow varying from eleven to thirty-three meters. These morphodynamic parameters, along with data from the literature of adjacent basins, as well as from the formation itself in other locations, contribute to classifying the deposits of the Jaicós Formation as belonging to Big Rivers, comparable to present-day rivers with continental extensions.

Keywords: Jaicós Formation; Virtual Outcrops Models; Big rivers; Braided system; Paleohydrology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapas de localização da área de estudo: Localização da Bacia do Parnaíba com destaque ao Grupo Serra Grande e região de estudo; B) Unidades geológicas do entorno da região de estudo; C) Detalhe da área de estudo. Fonte - Do Autor.....	19
Figura 2: Estilos fluviais e suas relações com volume e carga sedimentar, estabilidade e carga de fundo. Modificado de Schumm (1981).	20
Figura 3: Elementos arquiteturais internos ao canal, com as principais fácies constituintes e geometria dos depósitos. Modificado de Miall (1998).	22
Figura 4: Elementos arquiteturais externos ao canal, com as principais fácies constituintes e geometria dos depósitos. Modificado de Miall (1988).	23
Figura 5: Representação gráfica dos parâmetros envolvidos na visualização estereoscópica, mesmo princípio utilizado no SfM. Considerando um objeto P, fotografado de duas câmeras (C1 e C2). A posição de P, nas duas fotos vai depender dos parâmetros da câmera (distância focal <i>alpha</i>) e a sua orientação (x, y e z) com sua respectiva imagem alvo (i, j e k). Tavani et al. (2014).	26
Figura 6: Comparação entre os métodos SfM e LiDAR terrestre (TLS) e aéreo (ALS) com relação aos custos, velocidade de aquisição, cobertura espacial, resolução e acurácia dos pontos. Modificado de Carrivick, Smith e Quinsey (2016).	26
Figura 7: Escalas de comprimento e espessura de dados sedimentares, com destaque para os Modelos Virtuais de Afloramento que cobrem uma ampla gama de escalas. (Enge et al. (2007).	27
Figura 8: Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba. Modificado de Manna (2021)	29
Figura 9: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba, com destaque ao Grupo Serra Grande. Modificado de Vaz et al. (2007).	31
Figura 10: Fluxograma base para elaboração do trabalho (do autor).	33
Figura 11: Planilha base para descrição de seções em campo (do autor).....	36
Figura 12: Aquisição de imagens para elaboração do ortomosaico e MDS do afloramento PSG-031: A) Modelo de voo programada e suas respectivas senas aéreas capturadas de forma ortogonal ao afloramento; B) Ortomosaico e C) MDS elaborados a partir da junção entre senas. Do autor.	37

Figura 13: Senas adquiridas no levantamento aerofotogramétrico utilizado na geração do MVA de média resolução do afloramento PSG-033. Do autor.	38
Figura 14: Levantamento aerofotogramétrico utilizado na geração do MVA de alta resolução do afloramento PSG-033; notar o adensamento de sobreposição de senas adquiridas quando comparado ao levantamento de média resolução. Do autor.	38
Figura 15: Dados sedimentológicos coletados em campo e posteriormente documentados digitalmente. Do Autor.	39
Figura 16: Primeira etapa do fluxo SfM; verificação, validação e alinhamento das imagens e posterior aplicação de máscaras para evitar ruídos durante a construção dos modelos. Do autor.	40
Figura 17: Geração da nuvem esparsa de pontos para o afloramento PSG- 033. A) Identificação de pontos em comuns (<i>keypoints</i>) entre duas senas, as linhas azuis representam pontos semelhantes identificados que fazem parte da nuvem esparsa de pontos, as linhas em vermelho identificam pontos pouco correlacionáveis que serão descartados; B) Nuvem esparsa de pontos gerada a partir da correlação de <i>keypoints</i> . Do Autor.....	40
Figura 18: A) Nuvem densa de pontos gerada a partir da interpolação da nuvem esparsa de pontos; B) Malha triangulada do afloramento; C) Malha texturizada do afloramento e finalização do modelo virtual de afloramento. OBS: Notar a mesma superfície demarcada em vermelho em cada etapa no processo de geração do modelo. Do Autor.	41

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Especificações da câmera presente no drone DJI Phantom 4, utilizado neste trabalho (DJI).....	37
---	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Erro médio no georreferenciamento nas etapas de aquisição do Afloramento PSG-031.....	42
Tabela 2: Erro médio no georreferenciamento nas etapas de aquisição do Afloramento PSG-032.....	42
Tabela 3: Erro médio no georreferenciamento nas etapas de aquisição do Afloramento PSG-032.....	42

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
1.1	OBJETIVOS.....	17
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	18
1.3	MOTIVAÇÃO DA PROPOSTA.....	18
2	REVISÃO CONCEITUAL	19
2.1	SISTEMAS FLUVIAIS.....	19
2.2	ELEMENTOS ARQUITETURAIS	21
2.3	BIG RIVERS	24
2.4	MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS	24
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	28
4	MATERIAIS E MÉTODOS	33
4.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	34
4.2	AQUISIÇÃO DE DADOS DE CAMPO.....	34
4.2.1	Análise Estratigráfica	34
4.2.2	Fotografias aéreas	34
4.3	PROCESSAMENTO DOS DADOS	36
4.4	INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS.....	42
5	ARTIGO SUBMETIDO AO SEDIMENTARY GEOLOGY JOURNAL.....	44
	REFERÊNCIAS	85

1 INTRODUÇÃO

O reconhecimento de *big rivers* ou “grandes rios” no registro sedimentar tem gerado extensos debates nas últimas décadas devido à dificuldade na compreensão evolutiva e na caracterização desses sistemas com os rios atuais (Potter, 1978; Hovius, 1998; Miall, 2006; Fielding, 2007; Tandon e Sinha, 2007; Ashworth e Lewin, 2012; Latrubesse, 2012, 2015). Os *big rivers* possuem características específicas como uma ampla área de drenagem com um extenso curso d’água e transporte de grandes volumes de sedimentos (Potter, 1978). O reconhecimento dos depósitos gerados por estes rios pode ser complexo devido a necessidade de extensas exposições rochosas em diferentes seções (Lawton, 2014). As análises sedimentológica e da geometria dos depósitos devem ser utilizados como ponto de partida para quantificar a magnitude desses sistemas.

Com a evolução das geotecnologias, a utilização de Modelos Virtuais de Afloramentos (MVAs) possibilitou a descrição e interpretação de afloramentos com grandes extensões e de difícil acesso. Os MVAs são modelos tridimensionais fotorrealísticos georreferenciados de uma superfície geológica exposta. É possível integrar dados de campo ou até mesmo de levantamentos geofísicos, que auxiliam na construção de modelos geológicos (Pringle et al., 1999; Viana et al., 2018).

A Formação Jaicós do Siluriano-Devoniano, unidade superior do Grupo Serra Grande, sequência basal da Bacia do Parnaíba, apresenta extensas exposições rochosas laterais, e permitem realizar a análise estratigráfica de alta resolução das litofácies e elementos arquiteturais. No entanto, esta unidade ainda carece de estudos, com sua evolução deposicional ainda pouco compreendida.

A área de estudo está localizada na cidade de Massapê do Piauí, no estado do Piauí, nordeste do Brasil. Os dados de campo foram adquiridos por meio de levantamentos de perfis estratigráficos verticais de alta resolução na escala de 1:50, e pela aquisição de imagens para fotogrametria utilizando Veículo Aéreo Não-Tripulado (VANT). A partir destas fotogrametrias, três MVAs foram construídos e interpretados para compreender e quantificar os depósitos da Formação Jaicós. A quantificação de conjuntos de camadas usando os MVAs, combinada com expressões matemáticas, foi uma ferramenta valiosa na reconstrução das dimensões dos canais deste sistema fluvial (Leclair e Bridge, 2001; Ghinassi e Ielpi, 2017).

Este trabalho tem como objetivo apresentar uma análise sedimentológica e arquitetural detalhada e a quantificação de canais fluviais da Formação Jaicós usando novas ferramentas tecnológicas. Estes dados associados a trabalhos realizados em áreas e até mesmo bacias adjacentes com unidades correlatas, sugerem que a Formação Jaicós pode ter sua evolução deposicional ligada a um grande sistema fluvial entrelaçado.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho possui como objetivo principal a compreensão paleohidrológica do sistema fluvial entrelaçado da Formação Jaicós, Siluriano da Bacia do Parnaíba. Dentre os objetivos específicos incluem:

- (i) Descrever e interpretar as litofácies e elementos arquiteturais de três afloramentos em escarpa da Formação Jaicós;
- (ii) Definir diferentes níveis de hierarquia deposicional por meio da identificação de superfícies limítrofes;
- (iii) Construir Modelos Virtuais de Afloramentos e integrar os dados retirados dos afloramentos;
- (iv) Propor um modelo geocelular através da extração de dados geométricos;
- (v) Quantificar e analisar dados paleohidrológicos para melhor compressão dos sistemas fluviais entrelaçados da Formação Jaicós;
- (vi) Oferecer subsídios para a interpretação da Formação Jaicós como um *Big River*.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

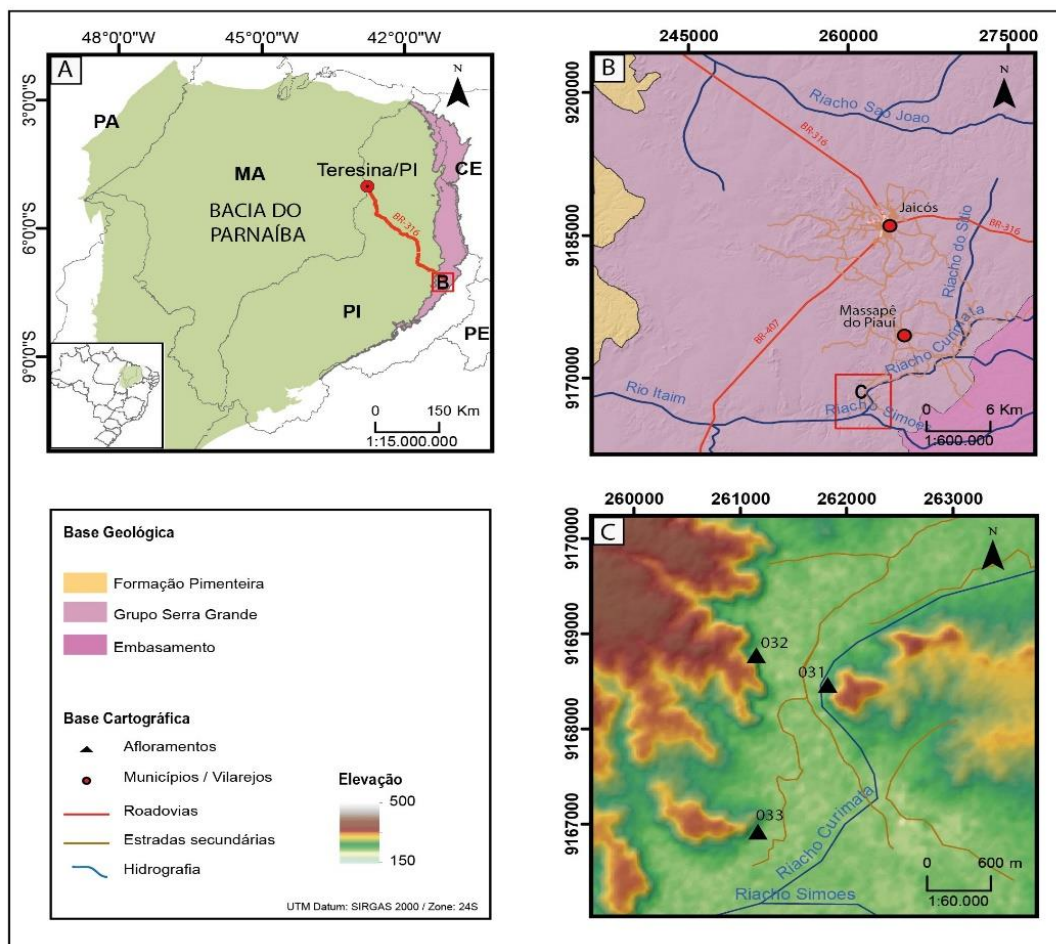
Foram selecionados três afloramentos em escarpas em uma área de 4,5 Km² contida no município de Massapê do Piauí-PI. Estas escarpas possuem aproximadamente entre 30 e 45 metros de altura e 300 a 700 metros de comprimento. O principal acesso a região ocorre através da rodovia BR-407 e por acessos secundários interior ao município.

1.3 MOTIVAÇÃO DA PROPOSTA

Na área de estudo, a Formação Jaicós exibe amplos afloramentos que se estendem lateralmente por dezenas de metros, mas em muitos pontos o acesso a eles é restrito. Dessa forma, a utilização de um veículo aéreo não tripulado torna-se uma importante ferramenta para o levantamento de imagens para a construção de modelos virtuais de afloramento. Com esses modelos, é possível caracterizar a Formação Jaicós em termos de litofácies, geometria dos elementos arquiteturais e caracterização dos corpos de canais, para que se tenha conhecimento sobre a evolução arquitetural e paleohidrológica desse sistema fluvial.

Adicionalmente, a Formação Jaicós exibe características que sugerem que a deposição dessa unidade está vinculada a grandes sistemas fluviais, ou *Big Rivers*. A temática de *Big Rivers* é bastante discutida na literatura, no entanto, raros são os exemplos no registro sedimentar. Sendo assim, a devida caracterização arquitetural, paleohidrológica e da paleodrenagem da Formação Jaicós permite que essa unidade seja inserida como um novo exemplo de *Big River* no registro.

Figura 1: Mapas de localização da área de estudo: Localização da Bacia do Parnaíba com destaque ao Grupo Serra Grande e região de estudo; B) Unidades geológicas do entorno da região de estudo; C) Detalhe da área de estudo. Fonte - Do Autor



2 REVISÃO CONCEITUAL

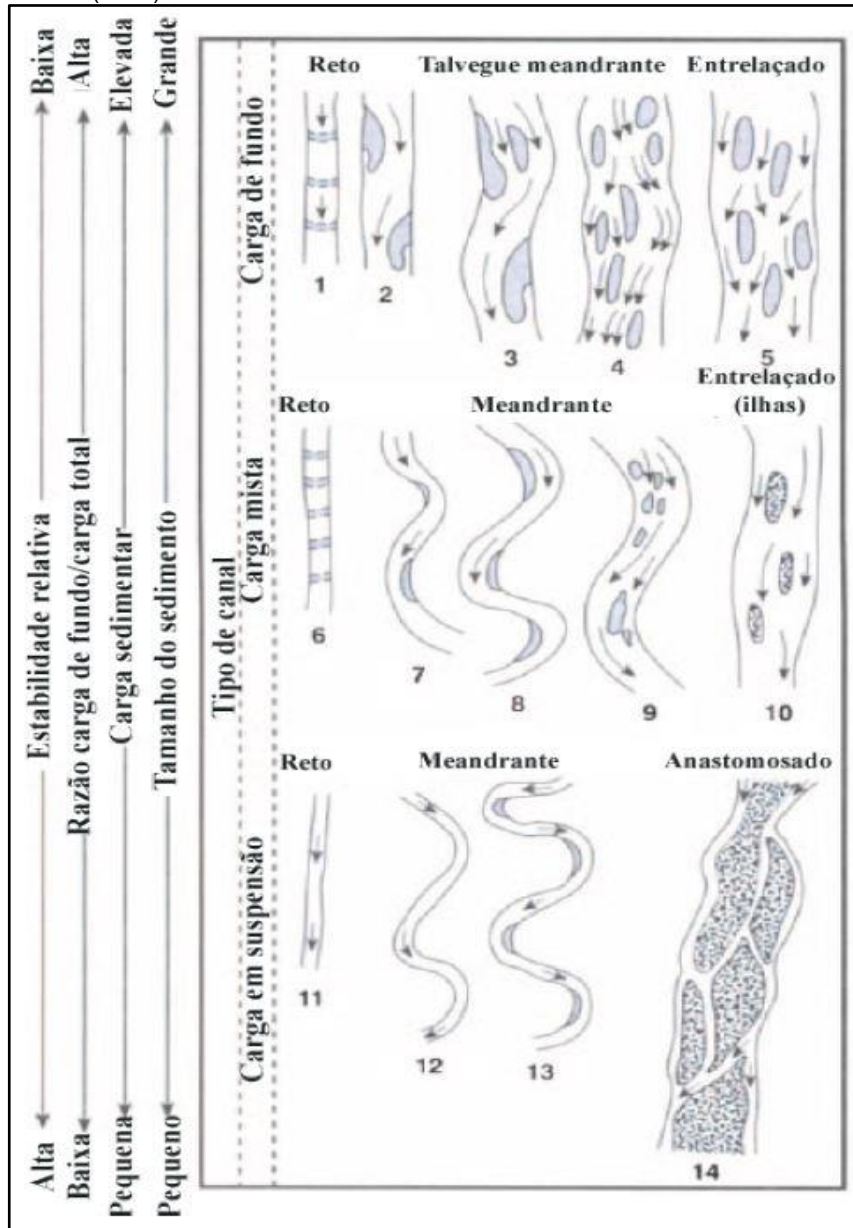
2.1 SISTEMAS FLUVIAIS

Os rios são os principais agentes de erosão e transporte de sedimentos dos continentes para oceanos e lagos, além de serem importantes sítios de deposição e preservação (Scherer, 2008; Miall, 2010). O tamanho da bacia de drenagem de um rio e o clima em que ele se encontra são os dois principais fatores que controlam o suprimento de água para um sistema fluvial.

De modo geral, os rios são classificados de acordo com características morfológicas em quatro estilos fluviais principais: rios meandrantos, entrelaçados, anastomosados e retos (Miall, 1977). Porém a combinação de fatores como gradiente topográfico, variabilidade da descarga, suprimento sedimentar e

estabilidade dos bancos, torna a sedimentação fluvial complexa, possibilitando uma variada gama de morfologias de canal, formas de leito e áreas externas ao canal (Figura 2).

Figura 2: Estilos fluviais e suas relações com volume e carga sedimentar, estabilidade e carga de fundo. Modificado de Schumm (1981).



Em termos de volume de fluxo de água em um determinado período, um rio pode ser classificado como: (i) perene, quando a variação do fluxo é moderada; ou (ii) efêmero, quando a variação é elevada, com possíveis períodos de estiagem (Nichols, 2009; Miall, 2010).

As diferentes morfologias fluviais são resultantes da combinação entre os processos sedimentares de erosão, transporte e deposição. Estes processos são controlados por fenômenos autogênicos, naturais do sistema fluvial, como evolução de meandros e inundações das planícies; e fenômenos alogênicos, como clima, tectonismo e eustasia (Scherer, 2008; Miall, 2010).

O processo de erosão fluvial está relacionado as taxas de incisão e avulsão dos canais. A incisão é a escavação vertical que o volume de descarga do rio gera, aumentando a profundidade do canal. Enquanto a avulsão está relacionada à erosão das margens dos rios, responsável pela migração lateral do canal fluvial (Scherer, 2008).

Os rios também podem ser classificados de acordo com o transporte de sedimentos, que podem variar desde argilas à blocos. A competência de um rio indica o tamanho dos sedimentos que este é capaz de transportar, enquanto a capacidade é proporcional ao volume de sedimentos transportados.

Existem dois mecanismos fundamentais para o transporte de sedimentos em meios subaquosos: correntes trativas e fluxo gravitacional. As correntes trativas transportam sedimentos não coesivos, como grãos dispersos (Miall, 2010). O transporte da carga de sedimentos de fundo pode ser realizado por rolamento ou arreste para granulometrias maiores, como cascalhos, enquanto para partículas do tamanho areia o transporte se deve por saltação. Partículas menores, como silte e argila, tem seu transporte por carga em suspensão (Nichols, 2009). Já o fluxo gravitacional ocorre quando um grande volume de sedimento é mobilizado por algum abalo ou liquefação em uma superfície inclinada (Miall, 2010).

2.2 ELEMENTOS ARQUITETURAIIS

Devido as heterogeneidades e complexidades dos sistemas fluviais, não é possível analisar e compreender todo sistema apenas com levantamentos faciográficos de perfis verticais (Allen, 1983; Miall, 1985). É necessário compreender as relações faciográficas que compõe pacotes geomórficos do sistema, denominados elementos arquiteturais. Os elementos arquiteturais, são menores ou equivalentes ao preenchimento do canal, e são compostos por uma ou mais litofácies, com geometrias internas e externas próprias (Miall, 2010).

Miall (1985) propõe uma descrição de elementos arquiteturais baseada nas superfícies limítrofes que dividem a geometria externa dos demais elementos, litologias, padrões de paleocorrentes e geometria interna. Em trabalhos mais recentes, Miall (2010) defini nove elementos arquiteturais internos ao canal, e cinco externos (Figura 3 e 4). São eles Canais, Barras Cascalhosas, Formas de Leito Arenosas, Macroformas de Acreção Frontal, Macroformas de Acreção Lateral, *Hollows*, Depósitos de Fluxos Gravitacionais, Lençóis de Areia Laminados, Dique Marginal, Canal de Crevasse, Espreadimento de Crevasse, Finos de Planície de Inundação e Canal Abandonado.

Figura 3: Elementos arquiteturais internos ao canal, com as principais fácies constituintes e geometria dos depósitos. Modificado de Miall (1998).

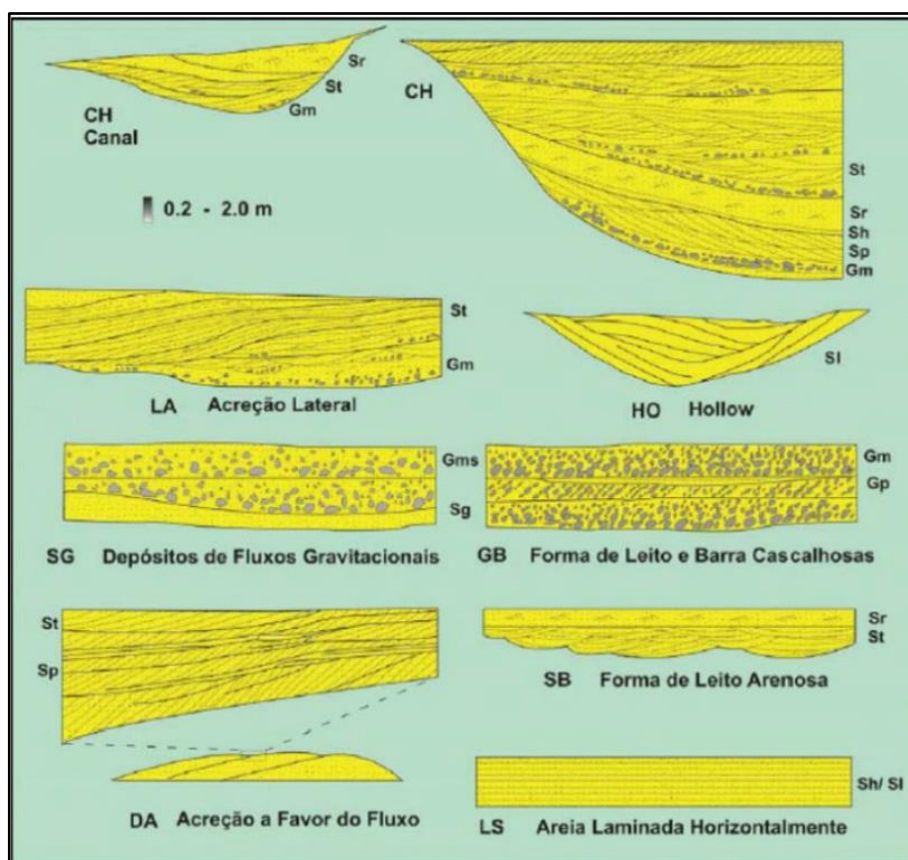
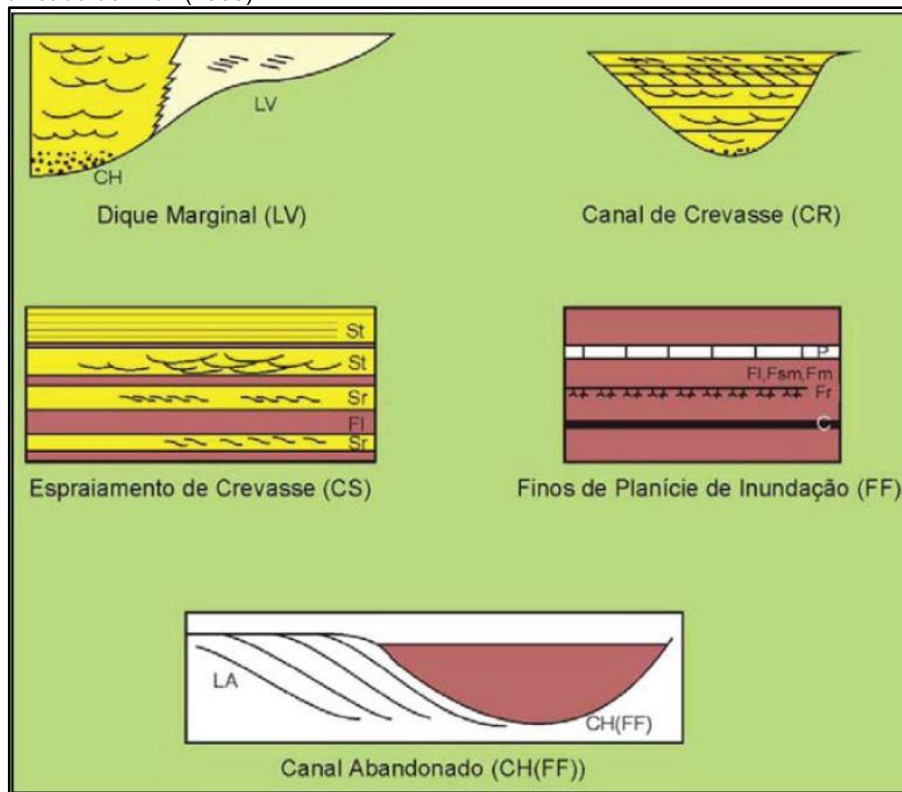


Figura 4: Elementos arquiteturais externos ao canal, com as principais fácies constituintes e geometria dos depósitos. Modificado de Miall (1988).



2.3 BIG RIVERS

Os *Big Rivers* possuem características distintas, como uma ampla bacia de drenagem, um longo curso d'água e o transporte de grandes volumes de sedimentos, além de um amplo fluxo de descarga fluvial (Potter, 1978; Fielding 2007). A identificação desses rios é baseada no mapeamento de fácies, estudo de paleocorrentes, análise de discordâncias e na reconstrução cuidadosa da história tectônica da região. Atualmente, alguns exemplos de *Big Rivers* são o Amazonas, Zaire (Congo), Mississippi, Nilo e Yenisei, que juntos representam 10% da área de drenagem dos continentes. Esses rios podem ter uma história evolutiva longa e podem ser perenes ou intermitentes ao longo do tempo geológico. A localização, dimensões e longevidade dos Big Rivers são influenciadas pela tectônica de placas e seus componentes estruturais, conforme destacado por Potter (1978). Além disso, fatores como clima e eustasia também desempenham um papel importante na evolução desses rios.

Miall (2006) descreve os Big Rivers como rios de grandes dimensões que transportam água e sedimentos de áreas montanhosas (orógenos) ou drenam amplas áreas continentais. O reconhecimento desses rios no registro geológico é desafiador devido à falta de uma metodologia específica para sua identificação (Miall, 2006; Fielding 2007). A análise de evidências sedimentológicas e tectônicas é fundamental, assim como o estudo da arquitetura dos depósitos e a análise da proveniência dos sedimentos. Para uma avaliação adequada da magnitude desse tipo de sistema, é necessário o estudo de afloramentos extensos, em diferentes seções e com proximidade adequada.

2.4 MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS

Os Modelos Virtuais de Afloramento (MVA) ou Modelos Digitais de Afloramento (MDA) são projeções 3D fotorrealistas da superfície de afloramentos rochosos, geralmente com resolução espacial entre 1 e 2 cm/pixel (Chesley et al., 2017), que permitem a extração e integração de dados georreferenciados em meio digital. Os MVAs possibilitam maior eficiência na coleta de dados de campo, e podem abranger extensas áreas de investigação, muitas vezes inacessíveis em trabalhos de campo tradicionais. Além de permitirem a fácil integração com outros

tipos de dados digitais (ex: geofísicos, geoquímicos, imagens aéreas e de satélite), e dados analógicos de campo. Com a popularização das técnicas de construção de MVAs, seu uso cresce exponencialmente nas mais diversas áreas das geociências, como geologia estrutural, geotecnia, modelagem geológica, geologia de reservatórios, entre outros (e.g., Howell et al., 2014; Hodgetts, 2015; Tavani et al., 2016; Marques et al., 2020).

Trabalhos pioneiros com MVAs tiveram início durante o fim da década de 1990 (Pringle et al., 1999; XU et al., 2000). Durante uma década, até meados de 2010, os modelos eram adquiridos com o uso de equipamentos *LiDAR* (*Light Detection and Ranging*) (Pringle et al., 2006; Hodgetts, 2013; Howell et al., 2014). A técnica de aquisição de um modelo com LiDAR consiste em disparos de pulsos de laser contra uma superfície rochosa, localizada a até um quilômetro de distância. Estes disparos geram uma nuvem de pontos georreferenciada, posteriormente processadas para gerar uma malha triangulada que quando unidas a fotografias digitais, criam o modelo. O *LiDAR* pode ser adquirido por vias terrestres ou aéreas se acoplado em um helicóptero. Apesar dos bons resultados e de uma aquisição rápida, esta técnica possui custos extremamente elevados, e requer um elevado grau de conhecimento técnico dos operadores (Pringle et al., 2006; Hodgetts, 2013).

Mais recentemente, tornou-se recorrente a construção de MVAs por fotogrametria digital com a popularização do fluxo de trabalho *Structure from Motion Multi View Stereo* (*SfM-MVS*), tanto pela aquisição de fotografias aéreas por Veículos Aéreos Não-Tripulados (Remotely Piloted Aerial Systems - RPAS) quanto por fotografias terrestres. (e.g., Tavani et al., 2014; Howell et al., 2014; Viana et al., 2018). O SfM-MVS é um conjunto de algoritmos que utilizam o princípio da paralaxe para reconstruir uma cena 3D a partir de fotografias obtidas em diferentes posições (Figura 5). Quando comparado ao *LiDAR*, o SfM-MVS tem como vantagem principal seu baixo custo de aquisição, além de maior facilidade nas operações de aquisição e processamento de dados, reduzindo erros durante o processo de criação de MVAs (Pringle et al., 2006; Howell et al., 2014; Carrivick et al., 2016; Figura 6). Adicionalmente, com o avanço da tecnologia, o uso de RPAS com a técnica SfM-MVS possibilitará maior cobertura espacial e acurácia de pontos (Carrivick et al., 2016).

Figura 5: Representação gráfica dos parâmetros envolvidos na visualização estereoscópica, mesmo princípio utilizado no SfM. Considerando um objeto P, fotografado de duas câmeras (C1 e C2). A posição de P, nas duas fotos vai depender dos parâmetros da câmera (distância focal α) e a sua orientação (x, y e z) com sua respectiva imagem alvo (i, j e k). Tavani et al. (2014).

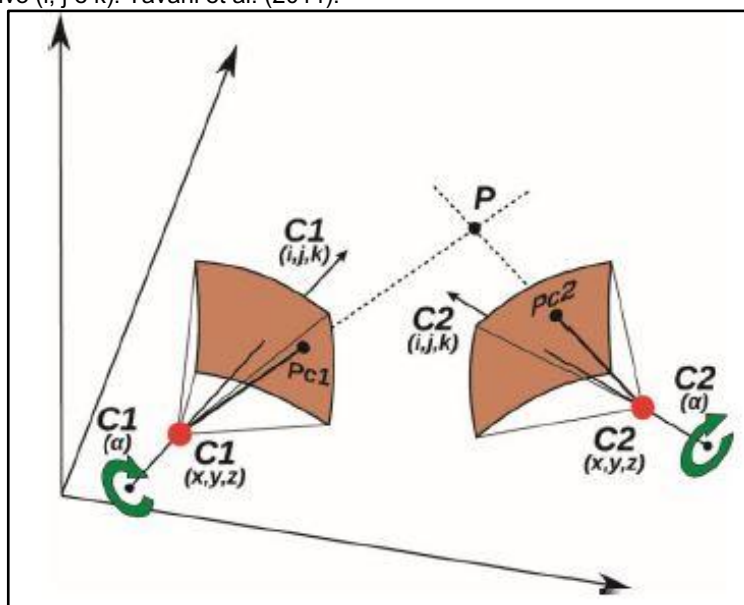
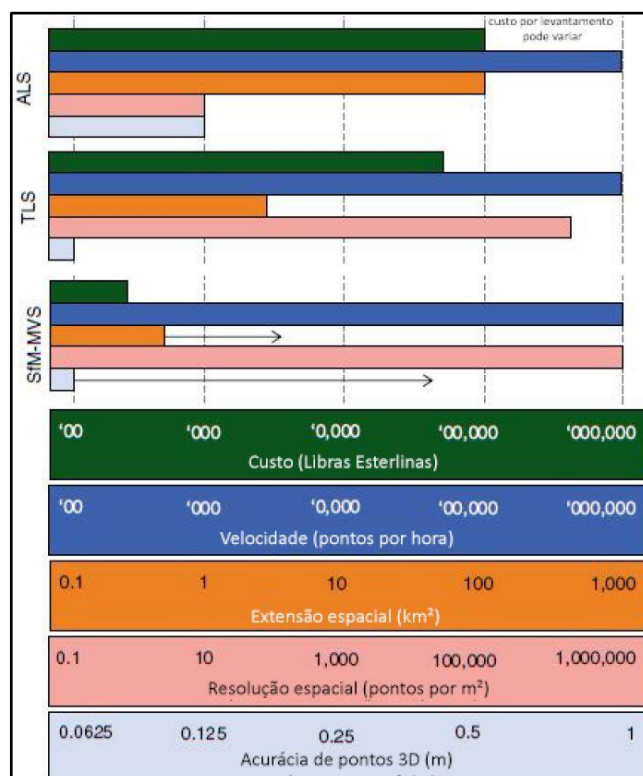


Figura 6: Comparação entre os métodos SfM e LiDAR terrestre (TLS) e aéreo (ALS) com relação aos custos, velocidade de aquisição, cobertura espacial, resolução e acurácia dos pontos. Modificado de Carrivick, Smith e Quinsey (2016).

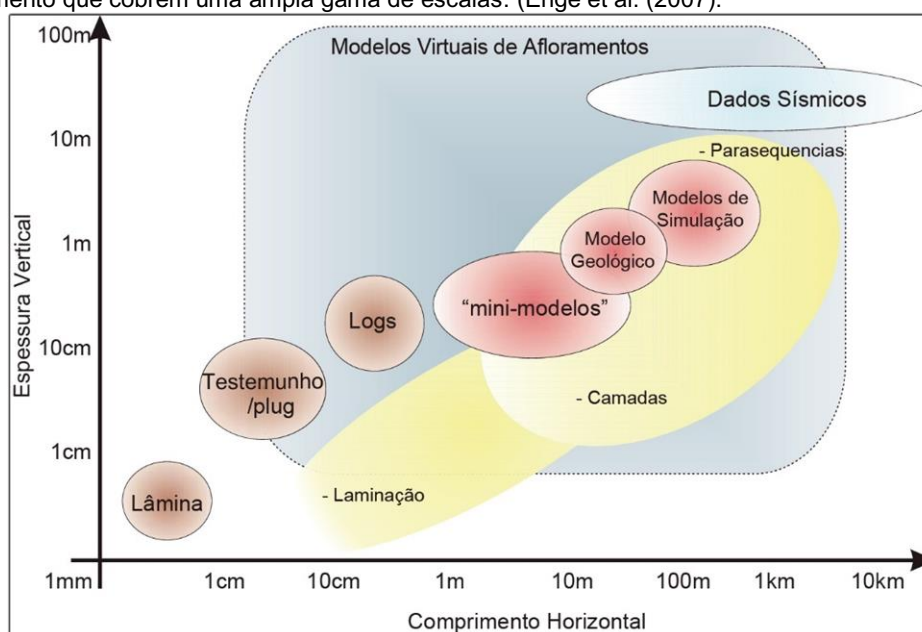


Em trabalhos de geologia sedimentar, a utilização de MVAs a partir da construção por SfM-MVS cresce potencialmente devido a facilidade metodológica e

agilidade na compressão tridimensional de grandes depósitos sedimentares, além de permitir a fácil integração entre dados qualitativos e quantitativos (Howell et al., 2014).

Em uma compilação dos atuais trabalhos com MVAs, Marques Jr. et al. (2020) demonstra que estes modelos desempenharam um importante papel na melhoria na compreensão arquitetural dos depósitos, possibilitando análises múltiplas nas mais diversas escalas. (Enge et al., 2007; Howell et al., 2014; Figura 7).

Figura 7: Escalas de comprimento e espessura de dados sedimentares, com destaque para os Modelos Virtuais de Afloramentos que cobrem uma ampla gama de escalas. (Enge et al. (2007).



A partir da geometria dos pacotes deposicionais reconhecidos no modelo, os MVAs possibilitam a construção de modelos geocelulares (Enge et al., 2007; Howell et al., 2014; Puig et al. 2019; Marques Jr. et al., 2020). Estes modelos geocelulares são fundamentais para compressão tridimensional dos depósitos (Enge et al., 2007; Howell et al., 2014; Puig et al. 2019).

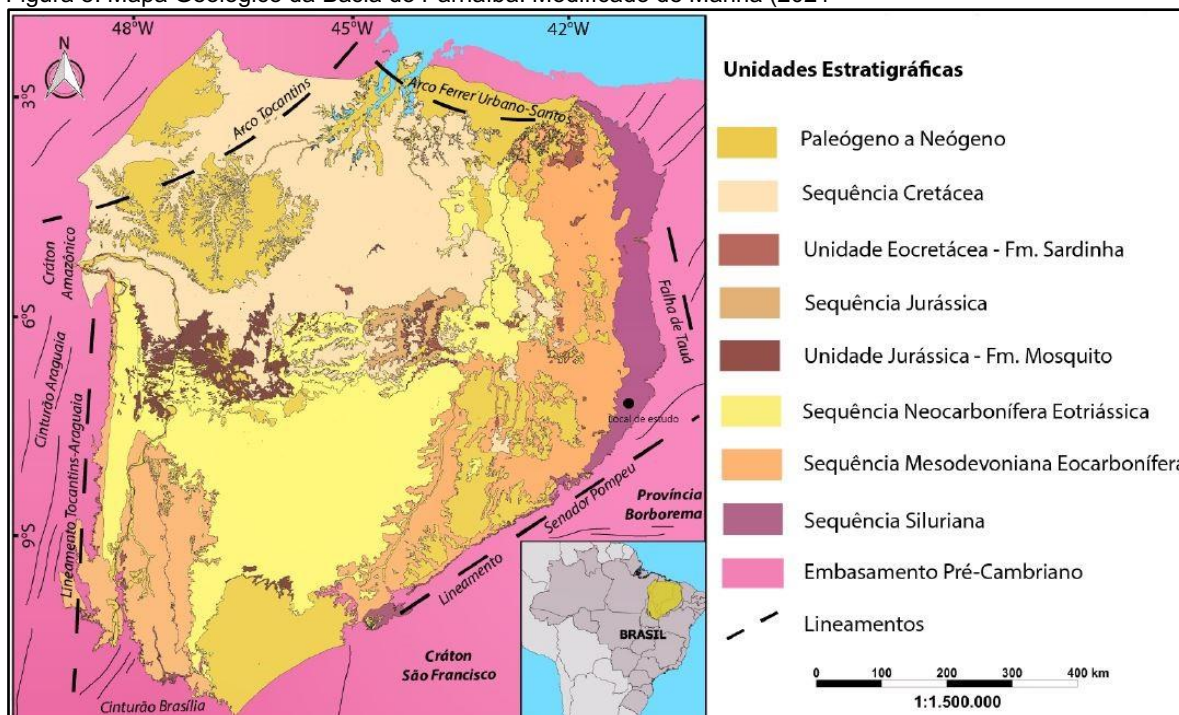
Em sistemas fluviais, diversos trabalhos são desenvolvidos com o uso de MVAs para caracterizar as arquiteturas deposicionais e suas relações espaciais. Labourdette e Jones (2007), Fabuel Perez, Hodgetts e Redfern (2009), Nesbit et al. (2018), Burnham e Hodgetts (2019) utilizam MVAs para a análise estratigráfica e de elementos arquiteturais e quantificação espacial dos dados, como espessura e largura dos corpos. Fabuel-Perez, Hodgetts e Redfern (2010), Bhatti (2017) e Mitten

et al. (2020) seguem o mesmo princípio de análise estratigráfica, porém as integram com os MVAs para construção de modelos de reservatórios. Clark et al. (2018), Lewis et al. (2018), Puig et al. (2019) vão além, e integram dados petrofísicos para simular e avaliar os impactos das heterogeneidades no comportamento do fluxo de fluídos. Bhatta (2017) e Mitten et al. (2020), os utilizam para investigar diferentes métodos geoestatísticos na modelagem de reservatórios nestes sistemas.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba compreende uma ampla província sedimentar-magmática na região nordeste do Brasil, com uma área de 600.000 Km² entre os estados de Tocantins, Pará, Ceará, Piauí e Bahia (Goés e Feijó, 1994). Sua deposição predominantemente siliciclástica associada a corpos ígneos intrusivos e extrusivos vinculados a quebra do Gondwana, representam o registro sedimentar que abrange um intervalo do início do Siluriano ao final do Cretáceo, com empilhamento sedimentar próximo de 3.500 m de espessura em seu depocentro (Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). A Bacia do Parnaíba tem suas fronteiras geológicas limitadas ao norte pelas bacias São Luiz e Barreirinhas, além de uma porção do Cráton São Luís; a leste e nordeste é limitada por rochas da Província Borborema e do Cráton São Francisco; a sul, faz fronteira com a Bacia do São Francisco; e a oeste, limita-se com o Cráton Amazônico e pela província Tocantins (Faixa Brasília e Araguaia) (Vaz et al., 2007; Figura 8).

Figura 8: Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba. Modificado de Manna (2021)



A origem da Bacia do Parnaíba é vinculada às fases finais e pós-orogênicas do Ciclo Brasileiro, em um estágio de transição da Plataforma Sul-americana (Brito Neves et al., 1984). Seu desenvolvimento está relacionado sobre um complexo embasamento Pré-Cambriano associado a estruturas *grabeniformes*, como os riftes Jaibaras, Jaguarapi, Cococi e São Julião (Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007).

A evolução deposicional da bacia foi amplamente condicionada por reativações de falhas e fraturas herdadas do embasamento, e que controlaram o depocentro da bacia até o Eocarbonífero. Dentre as feições morfo-estrutural relacionada a reativações, destaca-se o Lineamento Transbrasiliário, um relevante lineamento NE-SW recorrente na porção nordeste e sul-sudeste da bacia (Oliveira e Mohriak, 2003; Vaz et al., 2007; Daly et al., 2018). Durante a fragmentação do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Equatorial no Mesozoico, foi gerado um intenso magmatismo intrusivo e extrusivo na Bacia do Parnaíba, além de seu isolamento com as demais bacias adjacentes (Vaz et al., 2007).

A sequência sedimentar-magmática da Bacia do Parnaíba pode ser dividida em cinco Superseqüências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera,

Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, delimitadas por discordâncias regionais (Vaz et al., 2007; Figura 9).

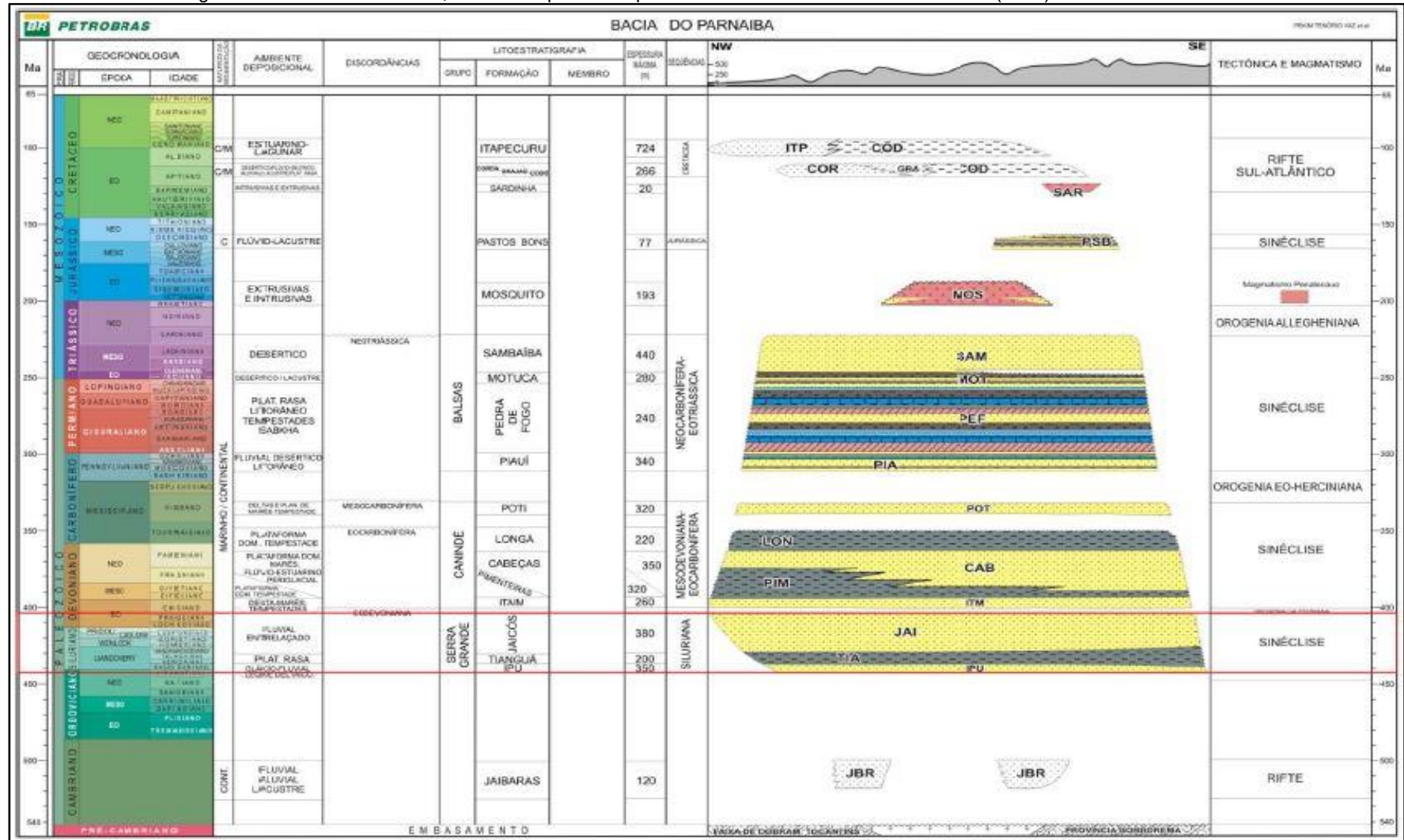
A Sequência Siluriana é representada litoestratigraficamente pelo Grupo Serra Grande, depositado entre o Eosiluriano e o Eodevoniano (Grahm et al., 2005). Sua ocorrência em superfície é restrita a uma estreita faixa norte-sul na borda leste da bacia, enquanto em subsuperfície, ocorre em quase totalidade da bacia (Vaz et al., 2007). Este grupo está depositado discordantemente sobre estruturas *grabenformes* cambro-ordovicianas do embasamento Pré-cambriano ou sobre rochas do Grupo Jaibaras de idade cambro-ordoviciano (Góes e Feijó, 1994). Sua sedimentação está associada à mega fraturas desenvolvidas por contração térmica no final do Ciclo Brasileiro, e se encerrando em resposta a orogenia Caledoniana (Góes e Feijó, 1994).

Estudos pioneiros o classificaram primeiramente como Série Serra Grande (Small, 1914), compostos por conglomerados, arenitos e calcários. Carozzi et al. (1975) elevou esta unidade à categoria de Grupo, enquanto Caputo e Lima (1984) a subdividiu entre as definiram as Formações Ipu, Tinguá e Jaicós.

De modo geral, o Grupo Serra Grande compreende um ciclo Transgressivo-Regressivo completo, com a evolução de um sistema glacial/periglacial para marinho e posteriormente fluvial (Caputo e Lima, 1984). Conforme estes mesmos autores, o grupo se desenvolveu em condições de clima frio, durante os períodos em que o Gondwana se localizava em baixas latitudes.

De acordo com os autores Góes e Feijó (1994), o Grupo Serra Grande é cronocorrelato a Formação Jutáí na Bacia do Solimões, e com o Grupo Trombetas na Bacia do Amazonas. Na Bacia do Jatobá há correlação com a Formação Tacaratu, de idade Siluro-Devoniano (Carvalho et al., 2018). Para Assine (1992), a semelhança faciológica e de paleocorrentes com a Bacia do Araripe, indicam que estas bacias já foram interconectadas, sendo a formação Cariri cronocorrelata a Formação Ipu, unidade glaciogênica basal do Grupo Serra Grande.

Figura 9: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba, com destaque ao Grupo Serra Grande. Modificado de Vaz et al. (2007).



A Formação Jaicós foi primeiramente reconhecida por Plummer (1946), descrita a partir de arenitos e conglomerados recorrentes nas longas escarpas que compõe a Serra Grande, divisa entre os estados do Piauí e Ceará. Carozzi et al. (1975) utilizam o termo “Formação Jaicós”, principalmente para denominar a unidade que sobrepõe os depósitos marinhos da Formação Tianguá. Esta unidade exibe uma sucessão sedimentar regressiva, composta por arenitos médios a conglomeráticos, mal selecionados, imaturos de coloração cinza esbranquiçado, com abundantes estratificações cruzadas tangencial de grande porte, depositados em contexto fluvial (Caputo e Lima, 1984; Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007).

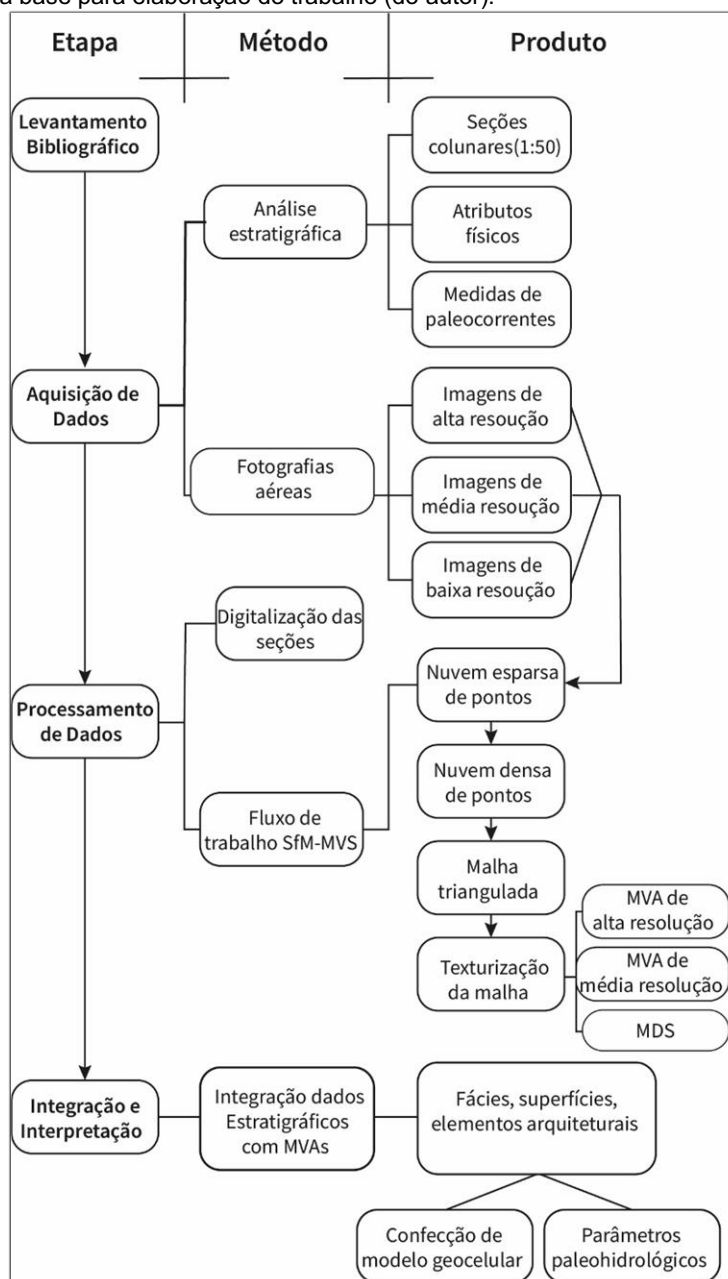
Em estudos recentes, Manna et al. (2021) definiram para Formação Jaicós uma deposição associada a sistemas fluviais entrelaçados cuja descarga pode ser distinta em dois estilos: i) baixa variabilidade, caracterizado por formas de leito depositadas em condições de fluxo subcrítico; ii) alta variabilidade, formado por formas de leito depositadas em condições de fluxo transcrito a supercrítico.

Em relação as sucessões sedimentares paleozoicas no Brasil, a Formação Jaicós correlaciona-se com a Formação Manacapuru (Grupo Trombetas) da Bacia do Amazonas e a Formação Furnas da Bacia do Paraná (Caputo e Lima, 1984).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para realizar este trabalho, é proposto dividir e seguir quatro rotinas de trabalho: levantamento bibliográfico, levantamento aquisição e de dados em campo, processamento e integração dos dados, e por fim, interpretação dos dados (Figura 10)

Figura 10: Fluxograma base para elaboração do trabalho (do autor).



4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Esta etapa é realizada de forma concomitante durante a maior parte do desenvolvimento do trabalho. As grandes áreas de interesses foram: Geologia Regional, Sistemas Fluviais, Modelos Virtuais de Afloramento.

A geologia regional teve como foco principal a Bacia do Parnaíba, mais especificamente a respeito do Grupo Serra grande. Tem como principais referências os trabalhos de Caputo e Lima (1984), Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007).

Referente aos sistemas fluviais, foram consultados principalmente os trabalhos de Miall (1977, 1985, 1988, 1996, 2010), Allen (1983), Fielding (1993) e Scherer (2008).

Com relação aos Modelos Virtuais de Afloramento e suas aplicações, foram consultados os trabalhos de Pringle et al. (2006), Fabuel-Perez, Hodgetts e Redfern (2009), Hodgetts (2013), Howell et al. (2014), Puig et al. (2019), Mitten et al. (2020) e Marques Jr. et al. (2020).

4.2 AQUISIÇÃO DE DADOS DE CAMPO

Nas etapas de campo, foram adquiridos dados estratigráficos e fotografias aéreas.

4.2.1 Análise Estratigráfica

O levantamento estratigráfico consiste em um dos dois principais eixos da elaboração deste trabalho, permitindo a descrição *in loco* para posteriores análises e união de dados. Para garantir uma correta aquisição e um resultado satisfatório, foram estabelecidas coletas sistemáticas alinhado ao proposto pelos autores Walker e James (1992). Este levantamento é elaborado a partir da confecção de seções colunares, descrição sedimentológica, aquisição de paleocorrentes, documentação fotográfica e coleta de coordenadas geográficas do topo e base (além de alvos de interesses específicos como amostragem) para melhor união com os MVAs.

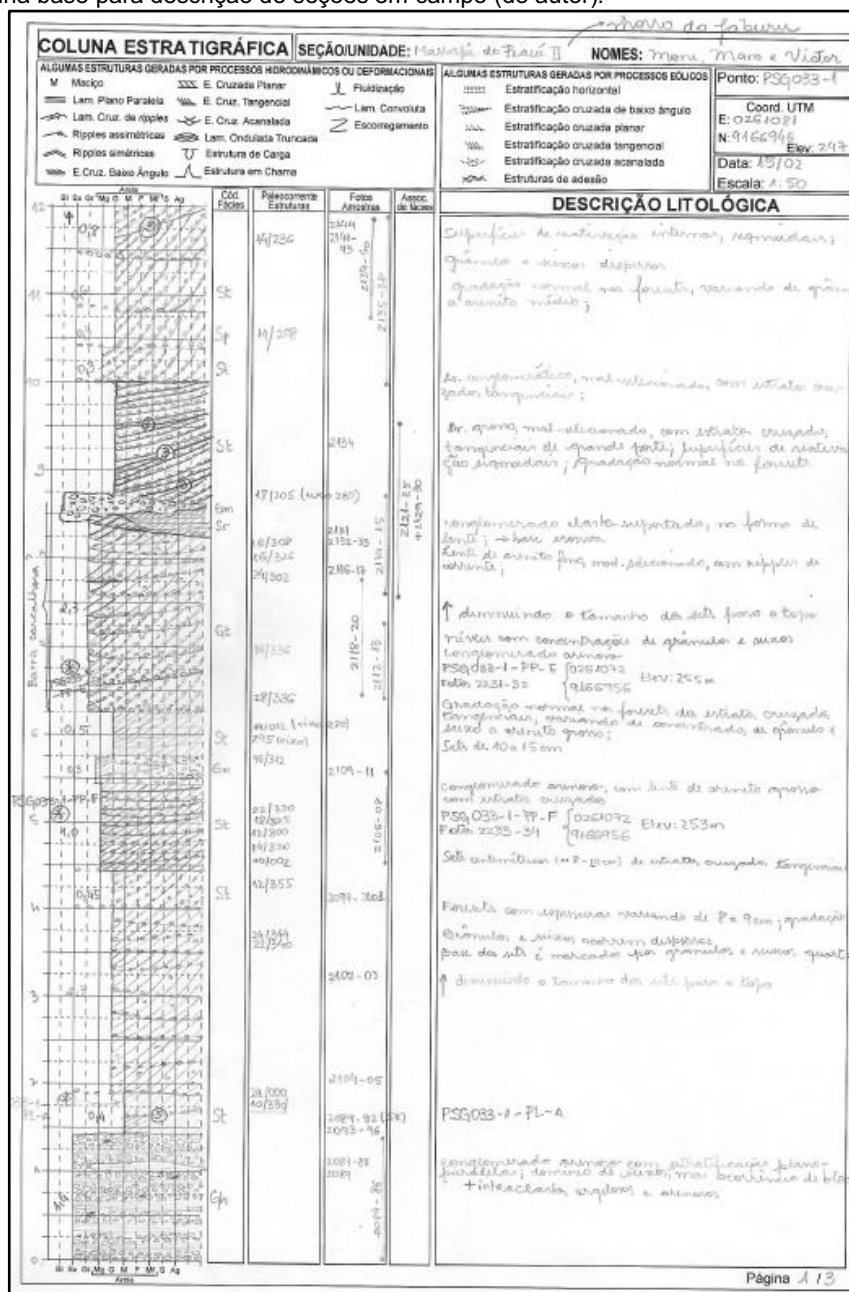
As seções colunares foram construídas seguindo uma planilha base na qual é possível representar graficamente as litofácies. O eixo horizontal representa a granulometria enquanto o vertical a espessura das camadas. A escala de detalhe utilizada foi de 1:50, e o preenchimento das lacunas é feito através das fácies

observadas (Figura 11). O conhecimento sobre as técnicas de análise de fácies é um fator decisivo na correta interpretação dos sistemas deposicionais. Os atributos que definem uma fácies são: cor, geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero (Walker e James, 1992). Como o conteúdo fossilífero é ausente, este trabalho se concentra nas características físicas e químicas, tornando o termo “litofácies” mais adequado conforme Reading (1996).

Um conjunto de litofácies podem ser agrupadas em uma associação de fácies ou elementos arquiteturais para sistemas fluviais. Estas associações caracterizam subambientes deposicionais que implicam contextos genéticos distintos dentro de um sistema deposicional distinto (Miall, 1984). Para análise sedimentológica levou em consideração a textura dos grãos, a granulometria, estruturas sedimentares e composição mineralógica. A determinação das texturas foi baseada na correlação entre o grau de esfericidade e o grau de arredondamento, e nos indica a maturidade do grão com relação ao tempo e mecanismos de transporte. O grau de arredondamento está relacionado ao grau de abrasão controlado pela resistência do grão enquanto o grau de esfericidade é em função essencialmente da forma original.

Para granulometria e estruturas sedimentares, as litofácies foram classificadas de acordo com Miall (1996) onde a primeira letra maiúscula indica o tamanho do grão dominante, ex: G = *gravel* (cascalho), S = *sand* (areia), F = *fine-grained* (silte e/ou argila), e a segunda letra minúscula indica a respectiva estrutura, ex: t = *troughcross-bedding* (estratificação cruzada tangencial). Além dos parâmetros sugeridos por Walker (1992), foi analisado o sentido do paleofluxo sedimentar através das estruturas indicativas de fluxo, como marcas onduladas ou estratificações cruzadas. Para isso, foi utilizada uma bússola tipo *Brunton* e a trama medida em *Dip/Dip Direction*, que informa o ângulo e o sentido do mergulho respectivamente.

Figura 11: Planilha base para descrição de seções em campo (do autor).



4.2.2 Fotografias aéreas

Foram realizados o levantamento de três escarpas no município de Massapê do Piauí-PI. Cada levantamento constituiu três etapas de aquisição de fotografias aéreas para construção de MVAs de alta e média resolução, e um Modelo Digital de Superfície (MDS) de alta resolução.

A aquisição foi realizada por RPAS modelo DJI Phantom 4, com GPS e câmera RGB acoplados. Os parâmetros da câmera são apresentados no Quadro 1 abaixo:

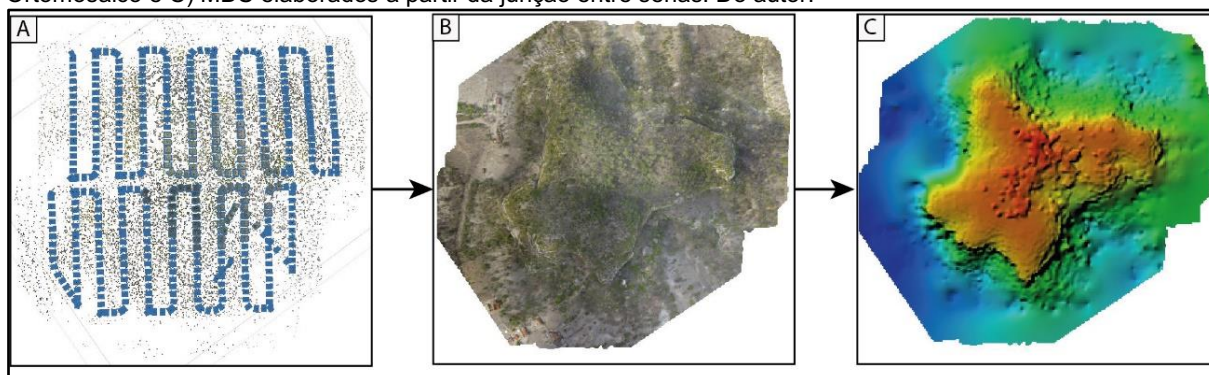
Quadro 1: Especificações da câmera presente no drone DJI Phantom 4, utilizado neste trabalho (DJI).

Modelo da Câmera	Resolução	Distância Focal	Tamanho do Pixel
FC330	4000 x 3000	3,61	1,56 x 1,56 μm

Todas as fotografias foram adquiridas de forma que se sobrepusessem ao menos 80% no sentido de voo, e 60% paralela ao voo (AGISOFT, 2019).

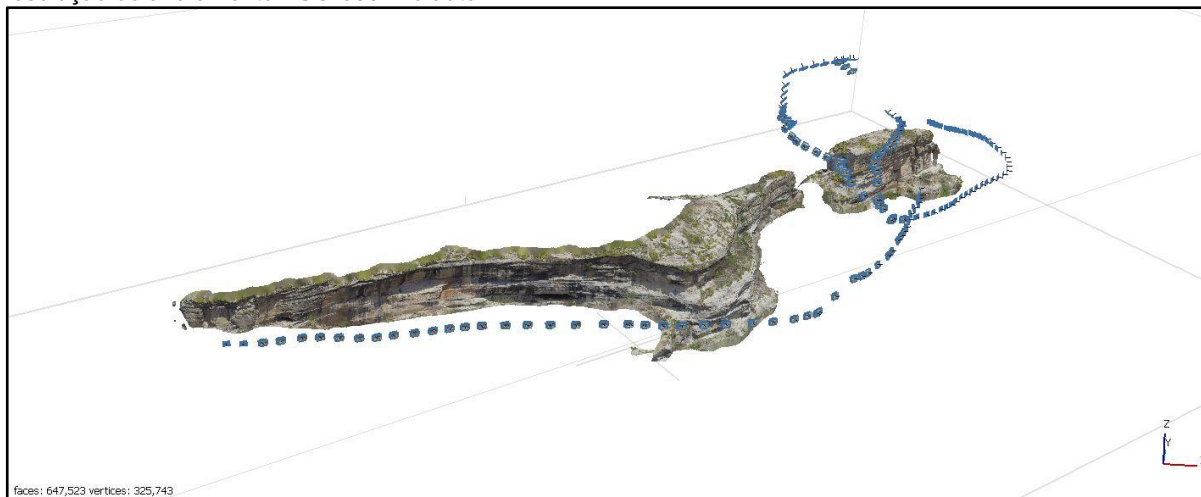
Dentre as três etapas de aquisição para cada levantamento, a primeira tem como objetivo adquirir aerofotografias para construção de ortomosaicos e MDS de alta resolução (Figura 12). Nesta etapa o voo ocorreu de forma programada com o uso do *Software* UgSC, onde foram definidas as alturas de voo e espaçamento entre as linhas de voo para cada afloramento levantado. Em alguns casos, para garantir a maior cobertura da área, as aerofotografias foram realizadas de forma manual.

Figura 12: Aquisição de imagens para elaboração do ortomosaico e MDS do afloramento PSG-031: A) Modelo de voo programada e suas respectivas senas aéreas capturadas de forma ortogonal ao afloramento; B) Ortomosaico e C) MDS elaborados a partir da junção entre senas. Do autor.



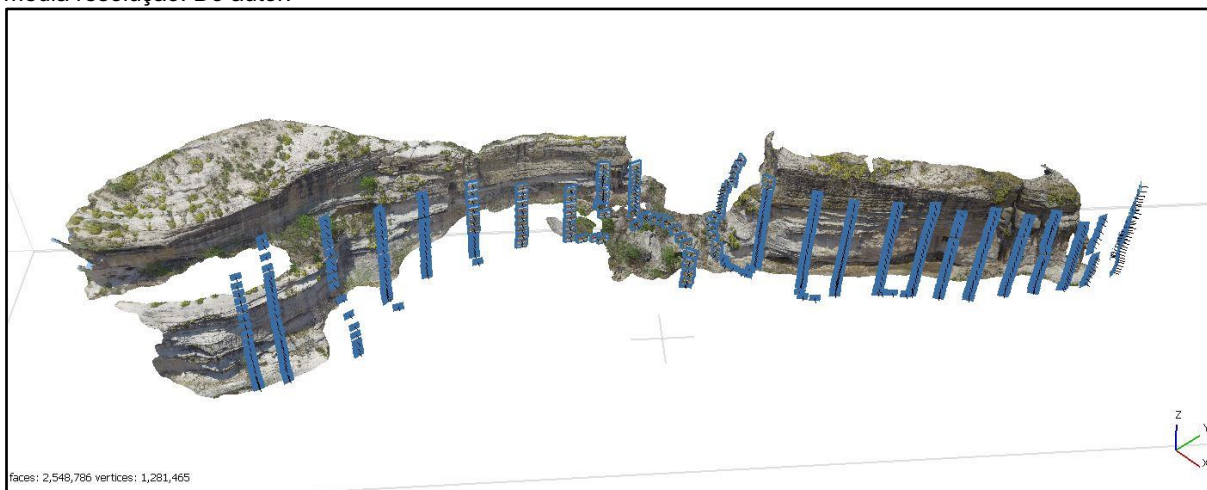
A segunda etapa de aquisição teve como objetivo realizar voos periféricos paralelos às faces dos afloramentos, utilizadas na construção dos MVAs de média resolução (Figura 13). Estes modelos auxiliaram na visualização dos afloramentos e nas correções de georreferenciamento realizadas entre os MVAs de alta resolução com os MDSs.

Figura 13: Senas adquiridas no levantamento aerofotogramétrico utilizado na geração do MVA de média resolução do afloramento PSG-033. Do autor.



A terceira etapa consistiu em voos próximos às faces aflorantes para construção dos MVAs de alta resolução, ideais para análises tridimensionais de detalhe (Figura 14).

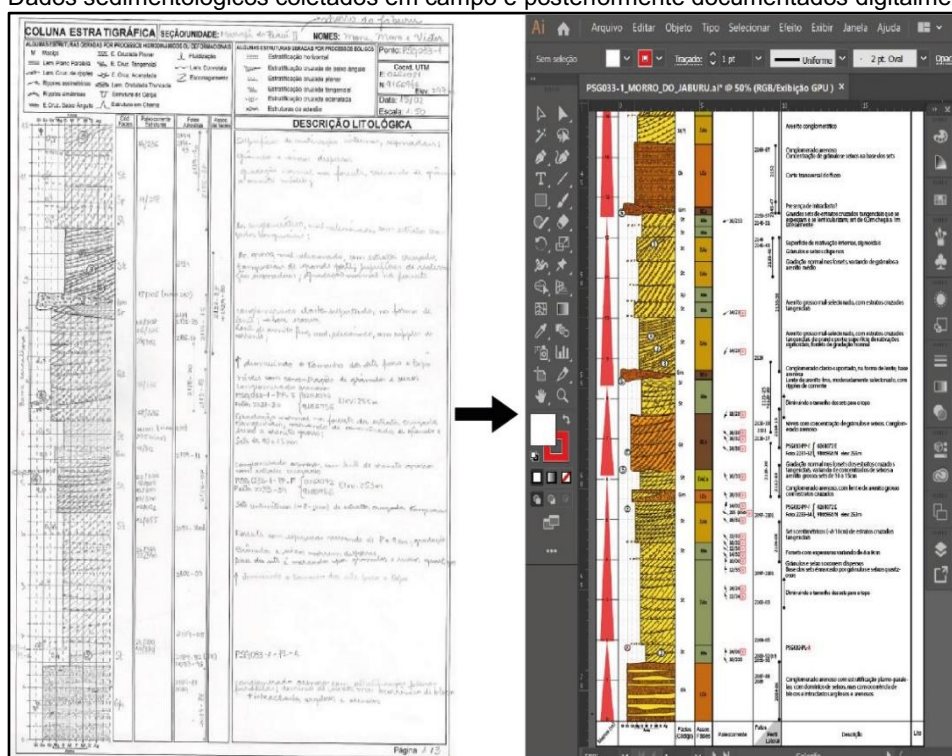
Figura 14: Levantamento aerofotogramétrico utilizado na geração do MVA de alta resolução do afloramento PSG-033; notar o adensamento de sobreposição de senas adquiridas quando comparado ao levantamento de média resolução. Do autor.



4.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Para os dados sedimentológicos, após a aquisição em campo, as informações documentadas foram digitalizadas com o uso do *software Adobe Illustrator CC 2019* (Figura 15), e medidas de paleocorrente plotadas em diagramas de roseta.

Figura 15: Dados sedimentológicos coletados em campo e posteriormente documentados digitalmente. Do Autor.



O processamento aerofotogramétrico para construção dos MVAs e MDS, foi realizado no *software Agisoft Metashape* para aplicação do fluxo de trabalho SfM-MVS. A primeira etapa consiste na importação e edição das imagens, com a verificação da qualidade de cada imagem e aplicação de máscaras para obter apenas o objeto de interesse e evitar ruídos ao final do modelo (Figura 16).

Em seguida, as imagens são submetidas ao alinhamento para geração de uma nuvem esparsa de pontos. Esta nuvem esparsa ocorre através da identificação de pontos em comuns (*keypoints*) ou conjunto de pixels (*feature points*) entre duas ou mais fotografias (Figura 17A). Identificadas estes pontos, a correspondência entre pontos diferentes será determinada pela identificação dos vizinhos mais próximos de cada ponto a partir da identificação de todos os outros pontos. Os pontos que não apresentarem correspondentes serão automaticamente descartados. A identificação

dos parâmetros de calibração e orientação da câmera, seguido da geometria tridimensional da cena, resulta na geração da nuvem esparsa de pontos e na reconstrução das poses da câmera (Carrivick; Smith; Quinsey, 2016; Viana et al., 2018; Figura 17B).

Figura 16: Primeira etapa do fluxo SfM; verificação, validação e alinhamento das imagens e posterior aplicação de máscaras para evitar ruídos durante a construção dos modelos. Do autor.

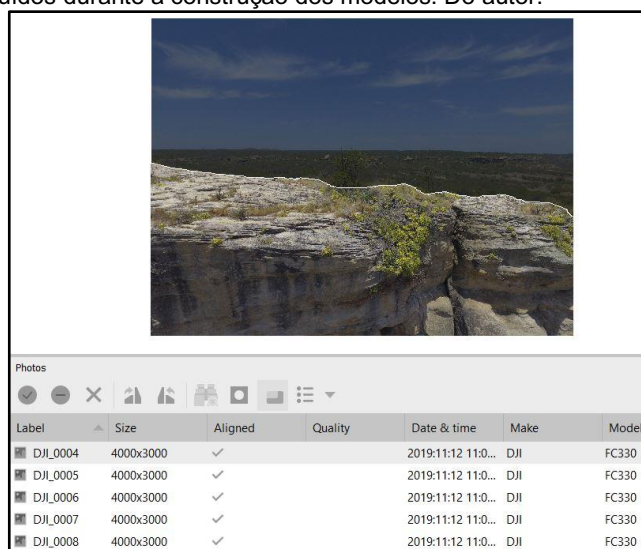
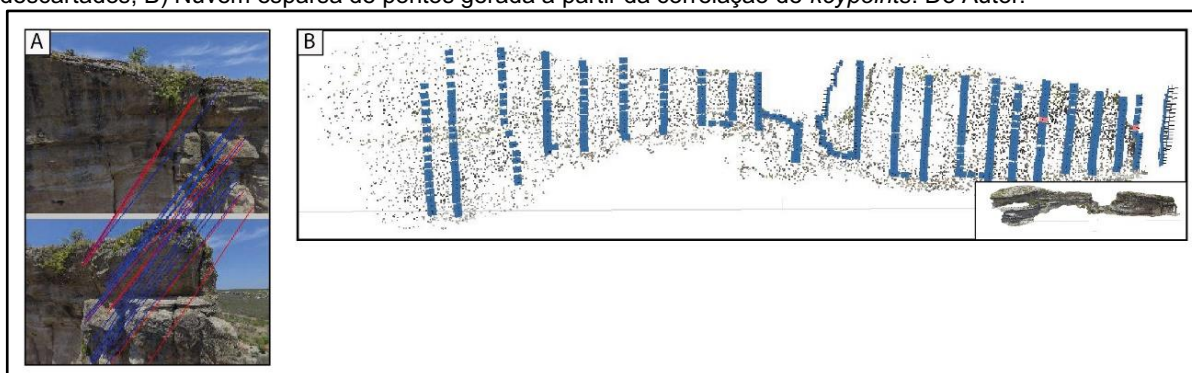


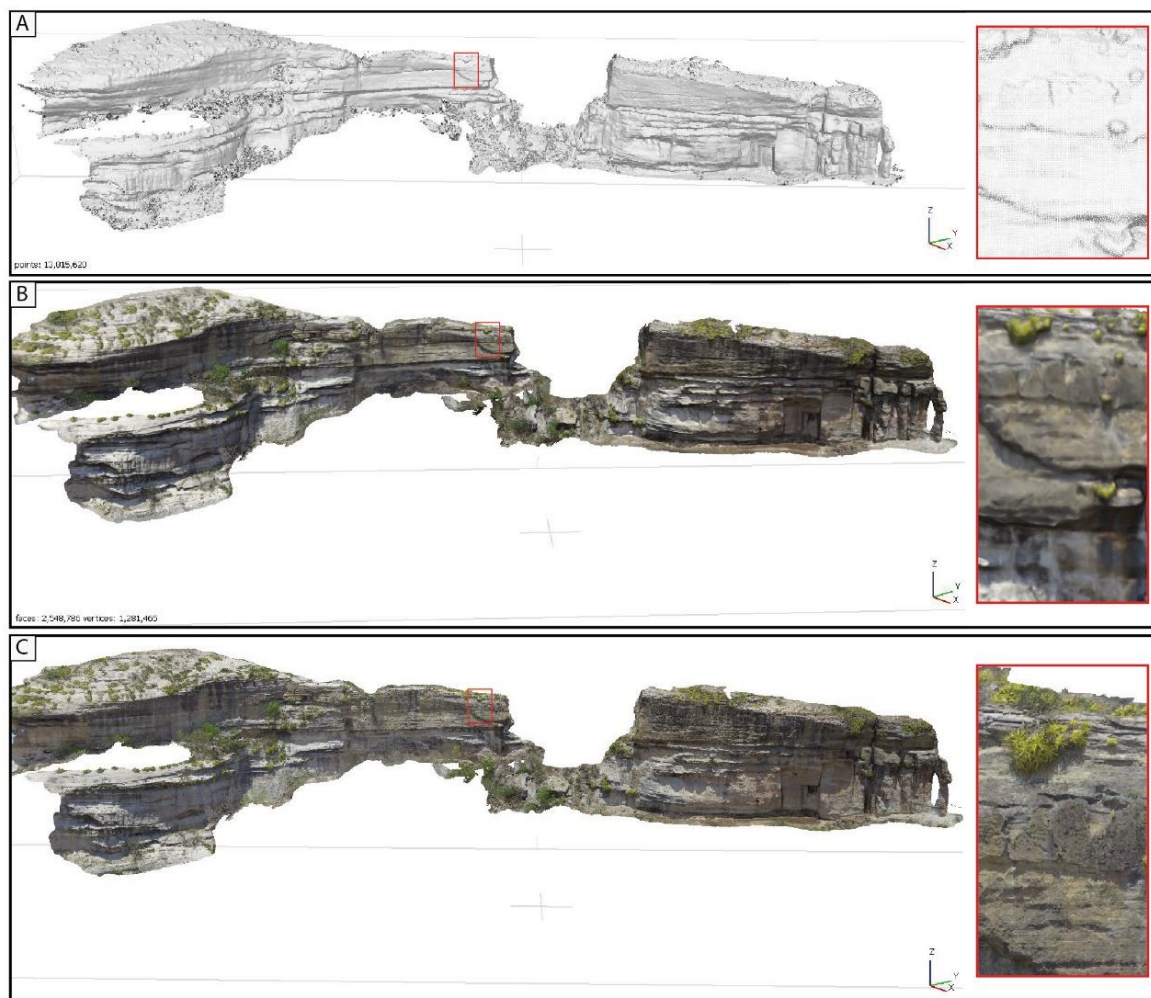
Figura 17: Geração da nuvem esparsa de pontos para o afloramento PSG- 033. A) Identificação de pontos em comuns (*keypoints*) entre duas cenas, as linhas azuis representam pontos semelhantes identificados que fazem parte da nuvem esparsa de pontos, as linhas em vermelho identificam pontos pouco correlacionáveis que serão descartados; B) Nuvem esparsa de pontos gerada a partir da correlação de *keypoints*. Do Autor.



Após a geração da nuvem esparsa de pontos com alta acurácia, uma nuvem densa de pontos é gerada no *software* por algoritmos interpoladores (Figura 18A). Esta nuvem apresenta um aumento na densidade de pontos se comparada à nuvem esparsa de pontos de pelo menos duas ordens de magnitude (Carrivick; Smith; Quinsey, 2016; Viana et al., 2018). Por fim, a partir da nuvem densa é construída

uma malha triangulada que posteriormente é texturizada com as senas capturadas (Figura 18B e C).

Figura 18: A) Nuvem densa de pontos gerada a partir da interpolação da nuvem esparsa de pontos; B) Malha triangulada do afloramento; C) Malha texturizada do afloramento e finalização do modelo virtual de afloramento. OBS: Notar a mesma superfície demarcada em vermelho em cada etapa no processo de geração do modelo. Do Autor.



A aquisição de fotografias utilizando VANTS com GPS embarcado, ainda apresentam erros referente a precisão da localização espacial e rotação das fotografias. Para correta união entre os modelos, foi necessário a correção no georreferenciamento dos modelos (Tabela 1, 2 e 3). Como base para corrigir a precisão dos modelos, foi utilizado o MDS do levantamento ALOS PALSAR, com resolução de 12 metros por pixel, e imagens RGB do satélite CBERS-4, com 4 metros por pixel de resolução. A partir da combinação destes levantamentos, foram escolhidas áreas planares abaixo das escarpas aflorantes. Nestas áreas, foram selecionados objetos facilmente identificáveis para pontos de controles, que foram

localizados no MDS de alta resolução construído. Com o MDS de alta resolução georreferenciado corretamente, foi possível fazer o mesmo processo para os MVAs de média e alta qualidade.

Tabela 1: Erro médio no georreferenciamento nas etapas de aquisição do Afloramento PSG-031.

	Erro em X (m)	Erro em Y (m)	Erro em XY (m)	Erro em Z (m)	Erro Total (m)
Baixa (MDS)	0,52	0,97	1,10	1,44	1,81
MVA Média	1,96	1,47	2,45	1,88	2,26
MVA Alta	1,98	1,43	1,73	1,93	2,31

Tabela 2: Erro médio no georreferenciamento nas etapas de aquisição do Afloramento PSG-032.

	Erro em X (m)	Erro em Y (m)	Erro em XY (m)	Erro em Z (m)	Erro Total (m)
Baixa (MDS)	1,07	2,01	2,28	1,16	2,55
MVA Média	1,77	1,24	2,45	1,34	1,61
MVA Alta	1,29	1,47	1,73	1,28	1,86

Tabela 3: Erro médio no georreferenciamento nas etapas de aquisição do Afloramento PSG-032.

	Erro em X (m)	Erro em Y (m)	Erro em XY (m)	Erro em Z (m)	Erro Total (m)
Baixa (MDS)	1,65	1,33	1,53	2,05	2,15
MVA Média	1,96	1,87	1,34	2,13	2,26
MVA Alta	1,98	1,64	1,63	2,08	2,44

4.4 INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Primeiramente, os MVA foram descritos com base em superfícies limítrofes e elementos arquiteturais, gerando uma interpretação unidimensional dos afloramentos. Essa análise consiste na integração do registro estratigráfico e do modelo fotorealístico para reconhecer a hierarquia das superfícies, geometrias das camadas e seus conjuntos ao longo do afloramento (Miall, 1985, 1996; Fielding, 2006; Bhatta, 2017).

Para obter uma melhor compreensão das dimensões dos preenchimentos de canais, foi proposto um paleohidrodinâmico para um sistema fluvial em leque. A metodologia de Ghinassi e Ielpi (2017) foi aplicada, pois tem sido adequada para depósitos em condições de pré-vegetação. Foram obtidas 181 medições de espessura de conjuntos de estratos cruzados, em seguida, as alturas das dunas foram calculadas para cada canal, usando a Equação (1) (Leclair e Bridge, 2001):

$$\text{Eq. (1) } dh = 2,9 \times H$$

onde dh é a altura média das formas de leito e H é a espessura média dos estratos cruzados.

A partir da altura das formas de leito, foi possível prever a profundidade média do fluxo de acordo com Bradley e Venditti (2017) e Ghinassi e Ielpi (2017), utilizando a média dos resultados das Equações (2), (3) e (4);

$$\text{Eq. (2) } dm = 11,62 \times d^{0,84},$$

$$\text{Eq. (3) } dm = 8 \pm 2 \times dh,$$

$$\text{Eq. (4) } dm = 6,7 \times dh,$$

onde dm é a profundidade média do fluxo.

A média de dm foi utilizada para estimar a largura do canal aluvial W utilizando a Equação (5) (Ielpi et al., 2017),

$$\text{Eq. (5) } W = 100 \times dm / 3 \pm 29 \times dm$$

Em seguida, um análogo moderno foi identificado para verificar a largura dos elementos arquitetônicos.

Como resultado, um modelo geocelular 3D foi criado usando o MOVE (da Petroleum Experts Ltda) com base na razão de aspecto média quantitativa dos elementos arquitetônicos e sua interpretação de limites qualitativos.

5 ARTIGO SUBMETIDO AO SEDIMENTARY GEOLOGY JOURNAL



Sedimentary Geology <em@editorialmanager.com>
to me

Dear Mr de Oliveira,

Your submission entitled "Multi-proxies to predict big rivers in the geological record, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

The submission has been assigned the following manuscript number: SEDGEO9579.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. We will accept the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://www.editorialmanager.com/sedgeo/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Editorial Manager
Sedimentary Geology

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, the recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, or the journal guide for authors.

#AU_SEDGEO#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

Multi-proxies to predict big rivers in the geological record, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba Basin, Brazil.

Victor Gualberto de Oliveira^{a*}

Manoela Bettarel Bállico^a

Felipe Guadagnin^b

Monica Oliveira Manna^c

Henrique Berger Roisenberg^d

Mariah Metzner^a

^a Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Florianópolis, Santa Catarina, Brazil

^b Campus Caçapava do Sul, Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA), Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil

^c Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (ufrgs), Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

^d Department of Sciences, Roma Tre University, Roma, Italy

ABSTRACT

Modern big rivers occupy a broad portion of the current landscape, and although they are very common, recognizing them in the sedimentary record is a challenge. The lack of sedimentological criteria, such as paleohydrology quantifications, and the difficulty to establish the paleodrainage basin leads to the recognition of these successions being rare or neglected in the sedimentary record. The Jaicós Formation, Silurian-Devonian of the Parnaíba Basin, although widely acknowledged as being deposited by braided fluvial systems, presents high potential to be interpreted as a large-scale river system. Through a multi-proxy approach, using Virtual Outcrop Models (VOM), architectural elements analysis, and quantitative methods for paleohydrology determination. Eight lithofacies composing six architectural elements were recognized and eight channel bodies were quantified. Large-scale cross-bedded strata (up to 3 m-thick), frequent occurrence of hollows, textural maturity, together with the quantification of hydrological data (width: height ratio ≥ 0.33), and an extensive paleodrainage area are features recognized in the Jaicós Formation. These same characteristics are observed to a greater or lesser degree in large-scale fluvial systems, allowing us to suggest this unit represents yet another big river in the sedimentary record.

Keywords: Paleohydrology; Virtual Outcrop Models; Big rivers; Architectural elements analysis; Jaicós Formation

1 INTRODUCTION

In the past decades, there have been relevant debates surrounding the comprehension of the evolutionary history and characterization of big rivers in the sedimentary record and in modern rivers (Potter, 1978; Hovius, 1998; Miall, 2006; Fielding, 2007; Tandon and Sinha, 2007; Ashworth and Lewin, 2012; Latrubesse, 2015). Big rivers possess distinctive features, such as a broad drainage basin, an extensive watercourse, the transport of large volumes of sediments, and a generous fluvial discharge (Potter, 1978). At present days, the Amazon, Zaire (Congo), Mississippi, Nile, Brahmaputra, and Yenisei rivers are recognized as Big Rivers, collectively constituting 10% of the continents' drainage area (Miall, 2006). The recognition of these rivers in the geological record is somewhat challenging, given the need for lateral and extensive rock exposures in different sections (Lawton, 2014). Sedimentological and architectural analysis and provenance studies should be used as a starting point in order to qualify the magnitude of these systems.

Nowadays, the use of Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for image acquisition, coupled with advanced processing techniques and the creation of Virtual Outcrop Models (VOMs), can be regarded as an extraordinary approach to interpreting the geological record (Carrivick et al., 2016; Viana et al., 2018).

In this scenario, the Silurian-Devonian Jaicós Formation, uppermost unit of the Serra Grande Group, exhibits exceptional lateral and extensive rock exposures that allow high-resolution lithofacies and architectural elements analysis. The study area is located in the Massapê do Piauí town, in the Piauí State, NE Brazil. The field data were acquired by high-resolution 1:50 vertical stratigraphic log surveys and by image acquisition using an UAV. Three virtual outcrop models were built and interpreted to establish channel-fill bodies within the Jaicós Formation. Quantification of bed sets using the VOMs, coupled with mathematic expressions was a valuable tool in reconstructing the fluvial channel dimensions (Leclair and Bridge, 2001; Ghinassi and Ielpi, 2017).

This paper aims to present a detailed sedimentological and architectural analysis and fluvial channels quantification of the Jaicós Formation using new technological tools.

Furthermore, it is presented comparative aspects that may qualify the Jaicós Formation as an example of a big, braided fluvial system in the geological record.

2 GEOLOGICAL SETTINGS

The Parnaíba Basin is a broad sedimentary-magmatic unit that covers an area of more than 600,000 km² in northeastern Brazil, with a maximum depocenter thickness of 3.5 km (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007; Tozer et al., 2017). This intracratonic sag basin was established during the transitional stage of the South American Platform, linked to the final and post-orogenic stages of the Brasiliano Cycle (Brito Neves et al., 1984; Cordani, 1984). It was developed over a complex Precambrian basement and overlies Cambro-Ordovician half-graben systems, originated by reactivation events related to the Transbrasiliano Lineament (Oliveira and Mohriak, 2003; Vaz et al., 2007; Daly et al., 2018). The basin records siliciclastic sedimentation since the late Ordovician up to the Cretaceous (Vaz et al., 2007; Assis et al., 2019).

According to Vaz et al. (2007), the Parnaíba Basin stratigraphy framework can be divided into five depositional sequences (Fig 1A): Silurian (Serra Grande Group), Middle Devonian-Lower Carboniferous (Canindé Group), Carboniferous-Lower Triassic (Balsas Group), Jurassic (Pastos Bons Formation), and Cretaceous (Codó, Corda, Grajaú, and Itapecuru formations). These sequences are separated by regional, basin-scale unconformities (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007).

This study was developed in the Jaicós Formation, the uppermost lithostratigraphic unit of the basal Siluro-Devonian Serra Grande Group (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). The Jaicós Formation is characterized by gray to white, texturally immature, quartz-rich, medium to coarse-grained cross-stratified sandstones and conglomerates, interpreted to be deposited by a braided fluvial system (Caputo and Lima, 1984; Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2017, Manna et al., 2021). This siliciclastic unit reaches 400 m thick, and was deposited from the latest Llandovery (middle Silurian) until the early Emsian (early Devonian) (Caputo and Lima, 1984). Recently, Manna et al. (2021) subdivided the Jaicós Formation into two fluvial units, the basal low discharge variability unit and the overlying high discharge variability one. The low discharge variability unit is dominated by straight- and sinuous-crested bedforms, as constituents of downstream accretionary bars and subcritical,

aggradational dunes that indicate a more stable, perennial system. The high variability unit is dominated by small- to large-scale humpback dunes and antidunes, deposited by unstable, transcritical to supercritical flows during non-periodic, peak-discharge events.

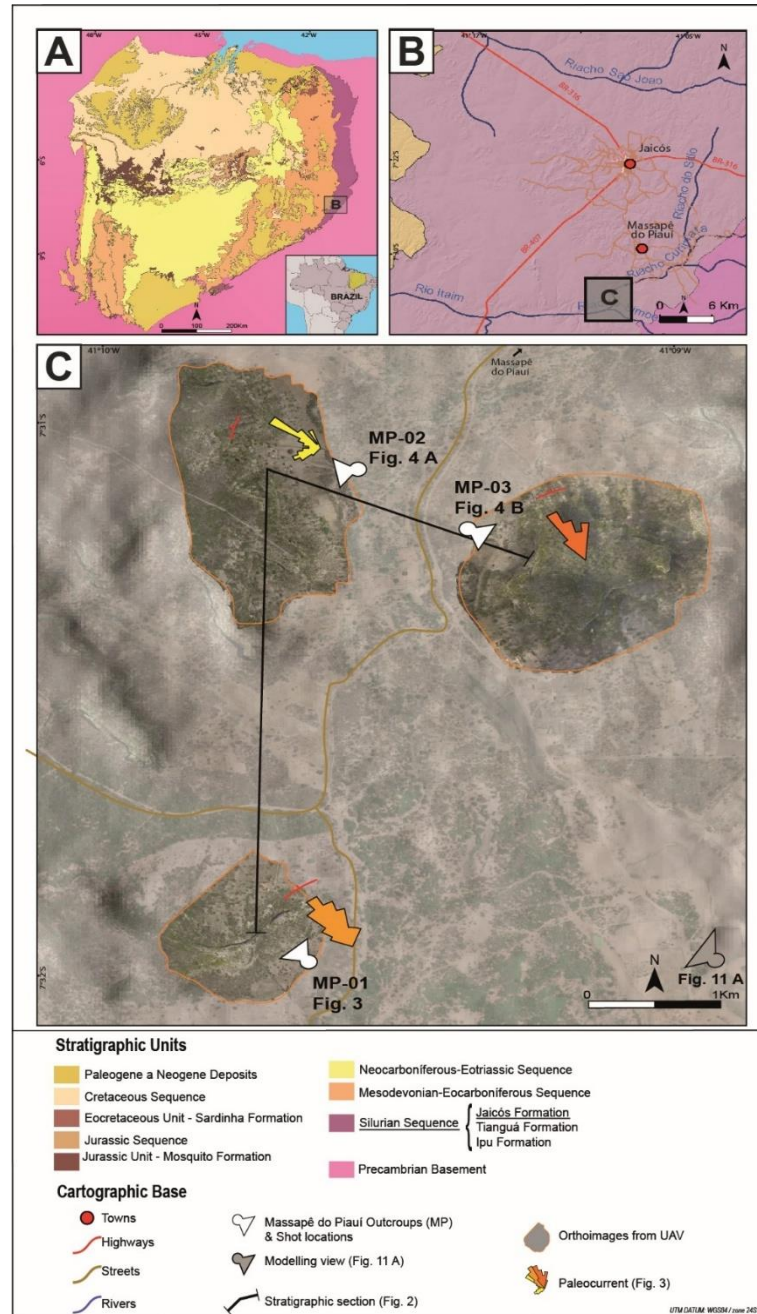


Figure 1: (A) Location of Parnaíba Basin, divided in stratigraphic units. (B) The eastern portion of Parnaíba Basin, the region of Jaicós and Massapé do Piauí Town. (C) Study area map, with VOM angle view, stratigraphic section, and paleocurrent measure for each outcrop.

3 STUDY AREA AND METHODS

3.1 STUDY AREA

The study area is situated in the Massapê do Piauí town, Piauí State, northeast Brazil (Fig 1B). In this local, laterally and extensive tabular-like cliffs are present, with well-preserved rock exposures. Three cliffs were selected in an area of 4,5 km², reaching 30 to 45 m-thick and extending 400 to 950 m laterally (Fig 1C). The selected cliffs were chosen due to their proximity and easiness to collect field log data (Fig. 2, Fig. 3, and Fig. 4).

3.2 METHODS

The development of this research required the acquisition of field data, processing, and construction of Virtual Outcrop Models (VOM), and data integration and interpretation.

The field data were acquired in two parts: the stratigraphic log survey and the image acquisition using an Unmanned Aerial Vehicle (UAV). The first part comprises two high-resolution vertical stratigraphic logs at a 1:50 scale in MP-01 and MP-02 (Fig 2). They were described in detail, to define lithology, texture, sedimentary structures, bed geometry, and paleocurrent data. Surfaces, lithofacies, and architectural elements were classified based mainly on Miall (1985; 1996). The second part was collecting photographs using an UAV for digital photogrammetry to generate the VOM.

The stratigraphic log acquisition was digitalized to integrate de VOM and get better describe them, also it was made a virtual log for MP-03 due to the impossibility to make it in the field. Besides, the digitalized log contributes to quantitative data analysis as paleocurrent average, lithofacies, and architecture elements percentage.

The collected photographs were used to create the VOMs by structure from motion photogrammetry algorithm. Agisoft PhotoScan (by Agisoft LLC) was used to process the acquired photographs, allowed reconstruct the geometry of the outcrops and create a three-dimensional textured mesh (Carrivick et al., 2016; Viana et al., 2018; Roisenberg et al., 2022).

The VOMs were described based on bounding surfaces and architectural elements, generating a unidimensional interpretation of the outcrops. This analysis consists of

the integration of the stratigraphic log and the photorealistic model to recognize the surface's hierarchy, layer's geometries, and their sets throughout the outcrop (Miall, 1985; 1996; Fielding, 2006; Bhatti, 2017; Fig. 3 and Fig 4).

To have a better understanding of the dimensions of the channel-fill deposits, a paleohydrodynamic model for a fluvial braided system was proposed. The methodology by Ghinassi and Ielpi (2017) was applied as it has been suitable for braided deposits in pre-vegetation conditions. 181 thickness measurements of sets of cross-strata were obtained, then the heights of the dunes were calculated for each channel, using Eq. (1) (Leclair and Bridge, 2001):

$$\text{Eq. (1) } d_h = 2.9 \times H$$

where d_h is the mean height of the bedforms and H is the mean thickness of the cross-strata.

From the height of bedforms, it was possible to predict the mean flow depth according to Bradley and Venditti (2017) and Ghinassi and Ielpi (2017), using the results average of Eqs. (2), (3), (4):

$$\text{Eq. (2) } d_m = 11, 62 \times d^{0.84},$$

$$\text{Eq. (3) } d_m = 8 \pm 2 \times d_h,$$

$$\text{Eq. (4) } d_m = 6, 7 \times d_h,$$

where d_m is the mean flow depth.

The d_m average was used to estimate the width of the alluvial channel W using Eq (5) (Ielpi et al., 2017):

$$\text{Eq. (5) } W = 100 \times d_m / 3 \pm 29 \times d_m$$

As a result, a 3D geocellular model was created using MOVE (by Petroleum Experts Ltda) based on the quantitative average aspect ratio of the architectural elements and their qualitative boundaries interpretation.

For that, fifth-order bounding surfaces were interpreted as one-dimensional polylines. The fifth-order surfaces were connected between the outcrops creating two-dimensional surfaces. For that, similarities in architectural elements and depositional patterns were observed, and the bed dip of 3° oriented in 278° Az. These two-dimensional surfaces were extruded in a three-dimensional geocellular volume from the union of each basal surface with the upper surface, representing one fluvial channel body.

4 RESULTS

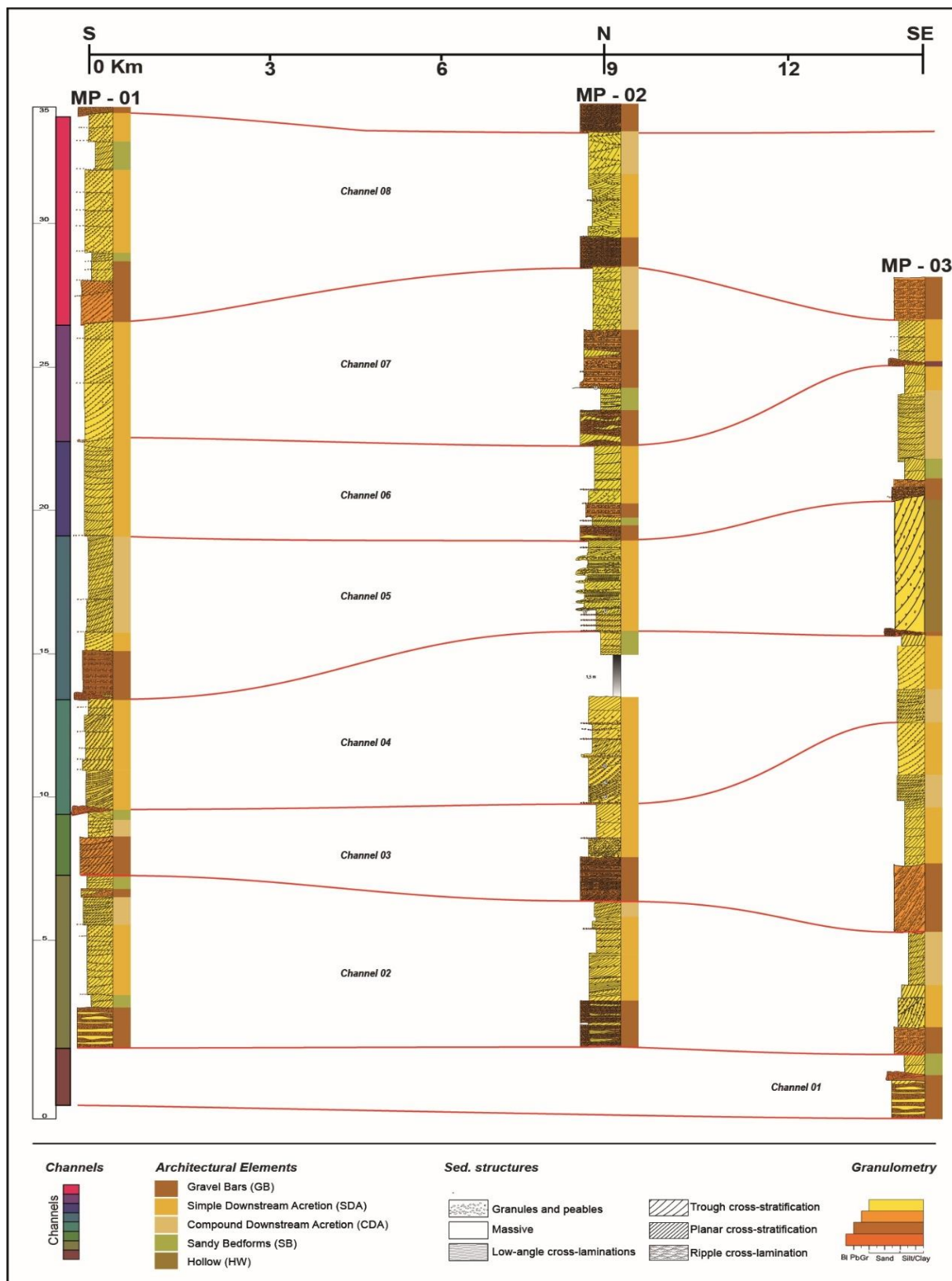


Figure 2: Stratigraphic section integrating the three outcrops and their respective lithofacies and architectural elements. Fifth-order surfaces (in red) mark channel bodies. These channels are defined in terms of finning-upwards trends and erosional surfaces.

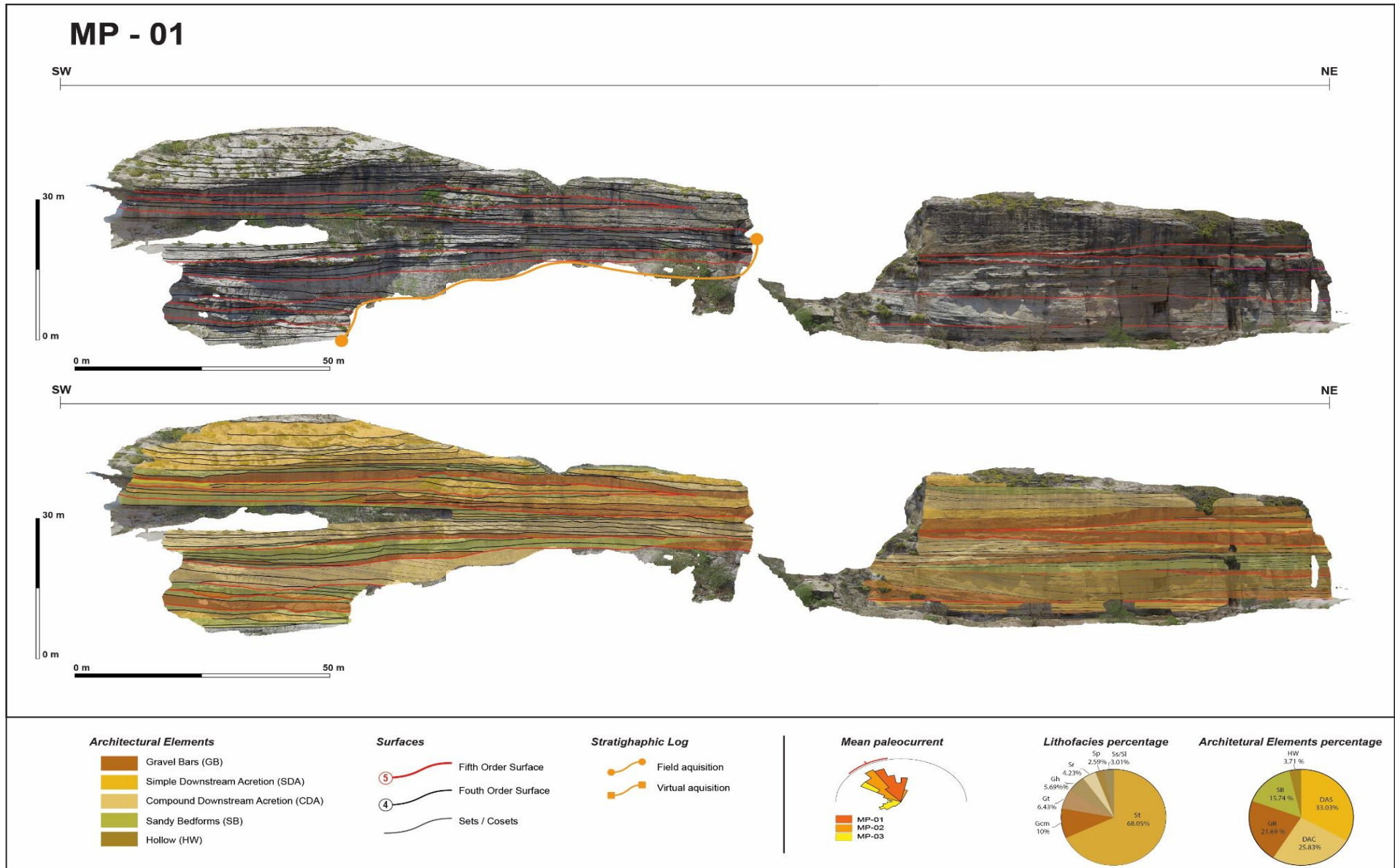


Figure 3: VOM interpretation of MP-01 and its architectural elements and bounding surfaces. The legend below suits Figure 4, and the mean paleocurrent and percentages were elaborate considering the whole study area.

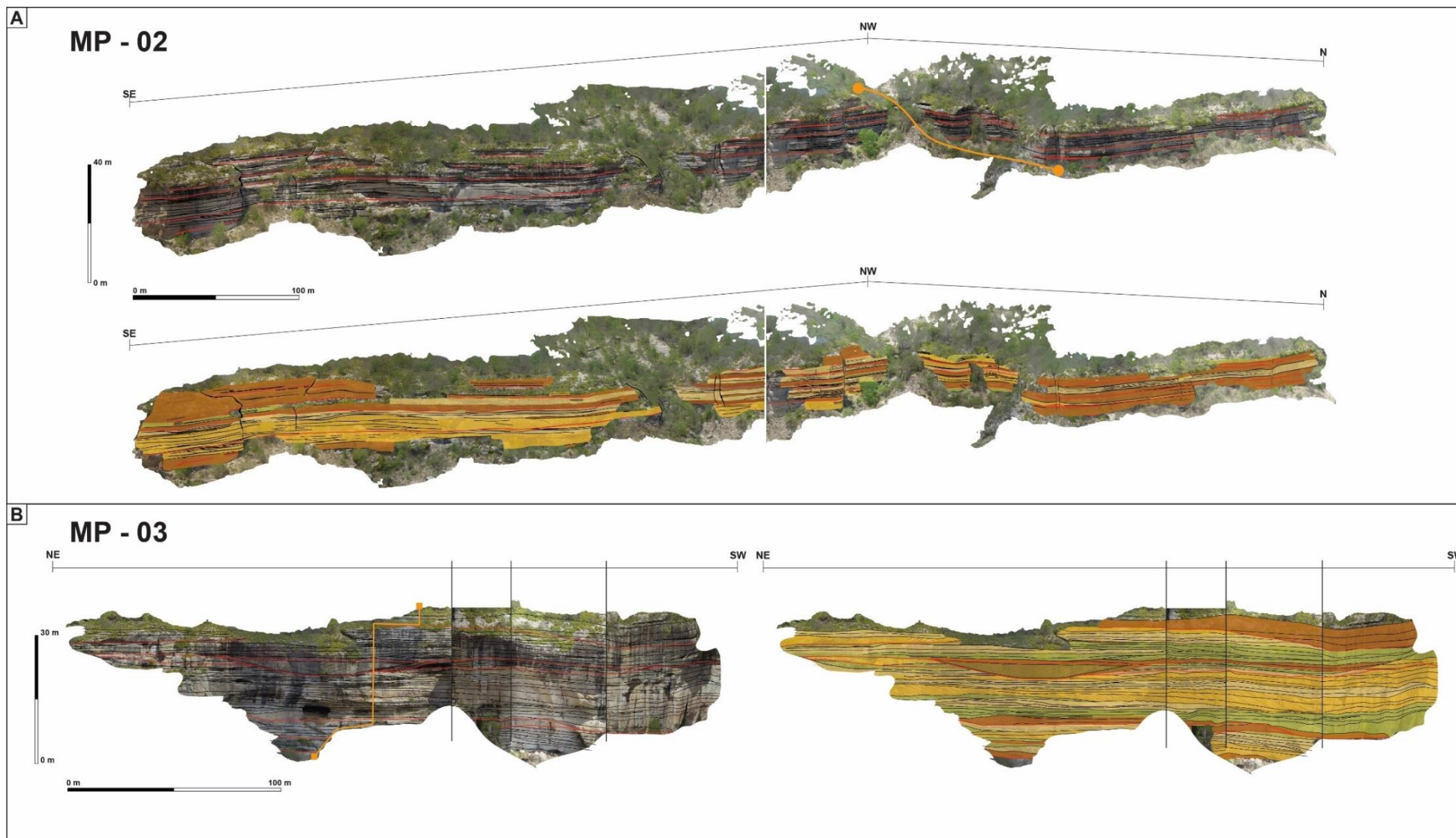


Figure 4: VOM interpretation of (A) MP-02 and (B) MP-03

4.1 LITHOFACIES

In the study area, eight lithofacies were defined based on lithology, texture, sedimentary structure, and geometry (Miall (1985; 1996; Fig.3, Fig.5, and Table 1). They were recognized mostly during the stratigraphic log survey with some contributions from the VOM. The outcrops are majority compound by massive conglomeratic deposits and poorly to moderately sorted, medium- to very coarse-grained sandstones with medium to large-scale cross-strata (see the lithofacies percentage in Fig. 3). Additionally, extraformational, subangular to sub-rounded, granule to pebble-sized quartz clasts is frequently dispersed or concentrated at the base of cross-stratified sets. Granule to pebble-supported conglomerates and conglomeratic sandstones occur as tabular bodies 0.3 to 3.5 m thick that laterally extend for tens of meters. The conglomeratic deposits may occur as irregular, lenticular bodies as well. Sandstones occur as tabular, single large-scale sets 1 to 4.5 m thick, or stacked small sets of 0.2 m to 0.5 m thick. No fine-grained facies were recognized.

Table 1: Lithofacies recognized in the study area, summarized according to descriptive terms and formative processes.

Fácies code	Description	Interpretation
Gcm	Massive, poorly-sorted, granule to pebble-supported sandy conglomerate. Clasts are dominantly quartz in composition, subangular to rounded (Fig. 5A).	Deposition under high-energy, turbulent to pseudoplastic flow conditions, hyperconcentrated in sediment (Miall, 1996).
Gh	Poorly-sorted, granule to pebble-supported sandy conglomerate, with horizontal stratification. Eventually, exhibits imbrication. Clasts are subangular to rounded, quartz in composition (Fig. 5B).	Longitudinal bedforms migration under shallow, high-energy, turbulent to pseudoplastic flow conditions, hyperconcentrated in sediment (Miall, 1996).
Gt	Poorly-sorted, granule to pebble-supported sandy conglomerate, with trough cross-stratification. Clasts are subangular to rounded, quartz in composition (Fig. 5C).	Migration of sinuous-crested gravel bedforms in unidirectional flow (Todd, 1989).
Ss	Poorly- to moderately-sorted, fine- to medium-grained sandstone, with sigmoidal cross-stratification. Subangular to rounded granule to pebble clasts, quartz in composition, occur scattered (Fig. 5D).	Migration of sinuous-crested gravel bedforms in unidirectional flow (Todd, 1989).
Sl	Poorly- to moderately-sorted, fine- to medium-grained sandstone, with low-angle cross-stratification. Subangular to rounded granule to pebble clasts, quartz in composition, occur scattered (Fig. 5E).	Washed-out sinuous-crested dunes under transcritical flow conditions, transitional between dune to upper plane-bed stability fields (Røe, 1987; Miall, 1996; Fielding, 2006).
St	Poorly- to moderately-sorted, fine- to medium-grained sandstone, with cross-stratification. Subangular to rounded granule to pebble clasts, quartz in composition, occur scattered (Fig. 6F).	Migration of sinuous-crested bedforms (3D) (Allen, 1963; Miall, 1996).
Sp	Poorly- to moderately sorted, medium- to very coarse-grained sandstone, eventually conglomeratic, with planar cross-stratification. Normal grading is recognized in the <i>foresets</i> . Subangular to rounded granule to pebble clasts, quartz in composition, occurs scattered or concentrated at the base of the sets (Fig. 5G).	Migration of straight-crested bedforms (2D) (Allen, 1963; Miall, 1996).
Sr	Moderately- to well-sorted, fine- to medium-grained sandstone, with ripple cross-lamination, critical to supercritical climbing angle (Fig 5H).	Migration of small-scale straight- to sinuous bedforms in unidirectional, subcritical flow conditions, combining traction and suspension (Allen, 1963; Miall, 1996).

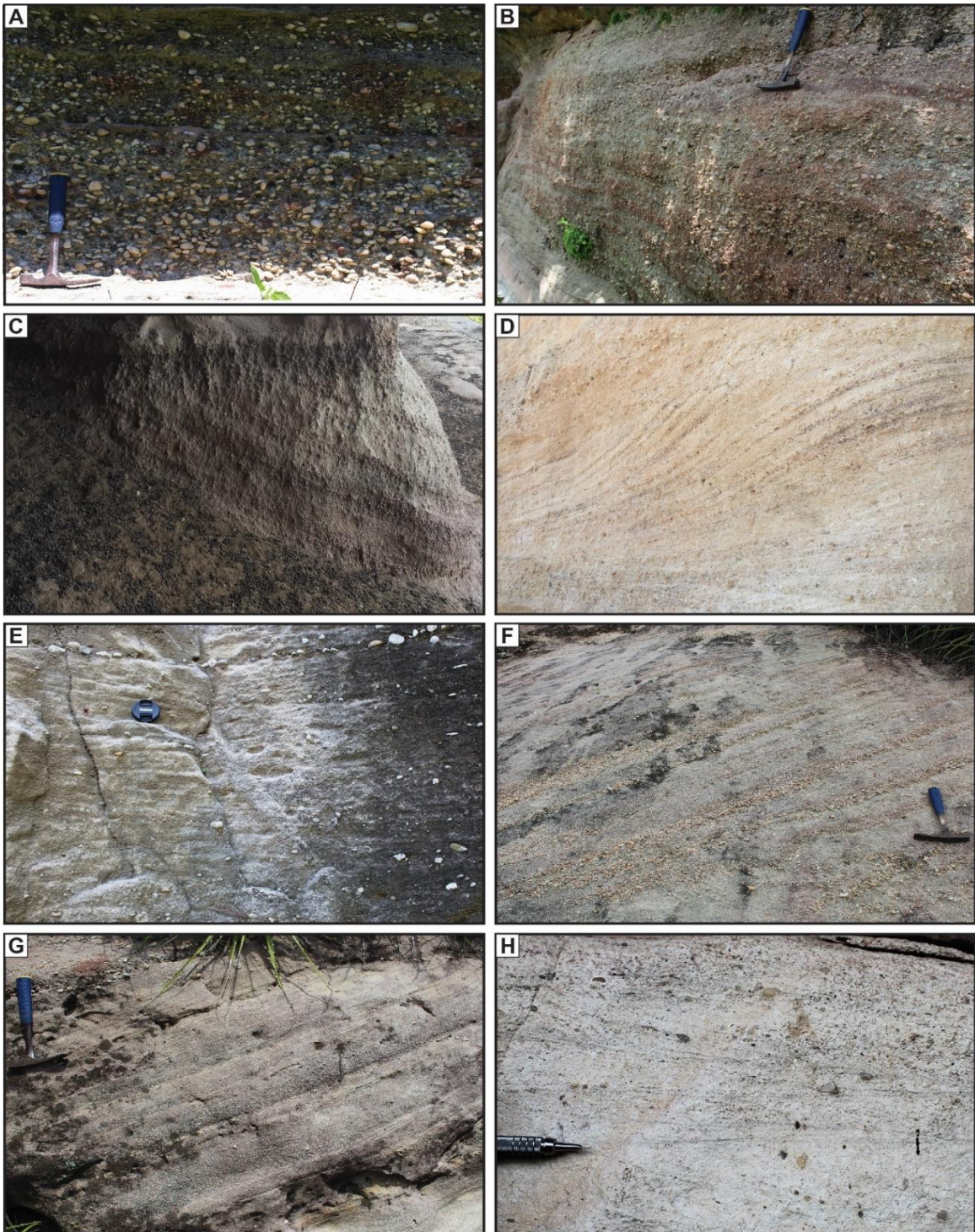


Figure 5: Lithofacies recognized in the study area. (A) Massive poorly-sorted, granule to pebble-supported sandy conglomerate, consisting of sub-rounded quartz clasts (Gcm). (B) Poorly sorted, granule to pebble-supported sandy conglomerate, with horizontal stratification (Gh). (C) Poorly sorted, granule to pebble-supported sandy conglomerate, with trough cross-stratification (Gt). (D) Poorly to moderately sorted, fine- to medium-grained sandstone, with sigmoidal cross-stratification (Ss). (E) Poorly to moderately sorted, fine- to medium-grained sandstone, with low-angle cross-stratification (Sl). (F) Poorly to moderately sorted, fine- to medium-grained sandstone, with trough cross-stratification (St). (G) Poorly to moderately sorted, medium- to very coarse-grained sandstone, eventually conglomeratic, with planar cross-stratification (Sp). (H) Moderately to well-sorted, fine- to medium-grained sandstone, with ripple cross-lamination (Sr). Hammer length = 30 cm, pencil length = 10cm

4.2 ARCHITECTURAL ELEMENTS

Five architectural elements were recognized and described in terms of lithofacies, bed geometry, bounding surfaces, and paleocurrents. Their geometries and main characteristics are summarized in Figure 6 to Figure 10.

4.2.1 Gravel Bars (GB)

Description: The gravel bars (GB) architectural elements comprise tabular to lenticular conglomeratic deposits, 0.3 to 3.5 m thick, and reach the greatest lateral extensions (*ca* ~1 km) in tabular geometry (Fig. 6A, B), in opposite to the lenticular ones, that may reach 15 to 30 m. In some cases, these lenticular deposits wedge out laterally, being represented only by a surface of pebble to granule-sized quartz clasts (Fig. 6C). The conglomeratic bodies are bounded by basal flat to irregular and erosive surfaces, and to the top by abrupt to gradational surfaces. In gradational cases, conglomeratic lithofacies passes upward to stacked, small-scale cross-stratified sets of moderately sorted, coarse to very coarse-grained sandstones (Fig. 6C). They are compound by poorly-sorted, granule to pebble-supported conglomerates to conglomeratic sandstones. Clasts are quartz in composition, subangular to rounded, and vary from granule to pebble and eventually cobble in size, rarely imbricated. Very rare sandy to fine-grained intraclasts are recognized (Fig. 6D). Internally, these deposits are massive, pebble-supported conglomerates (lithofacies Gcm), or horizontally to cross-stratified sets (lithofacies Gh and Gt, respectively, Fig. 6E). Eventually, internally to the massive pebble-supported conglomerates are recognized lenticular bodies of horizontal to cross-stratified, medium- to coarse-grained sandstones (lithofacies Sh and St,) 0.1 to 0.2 m thick and 0.5 to 1.5 m long (Fig. 2F). On average, this architectural element exhibits paleocurrent towards the WNW.

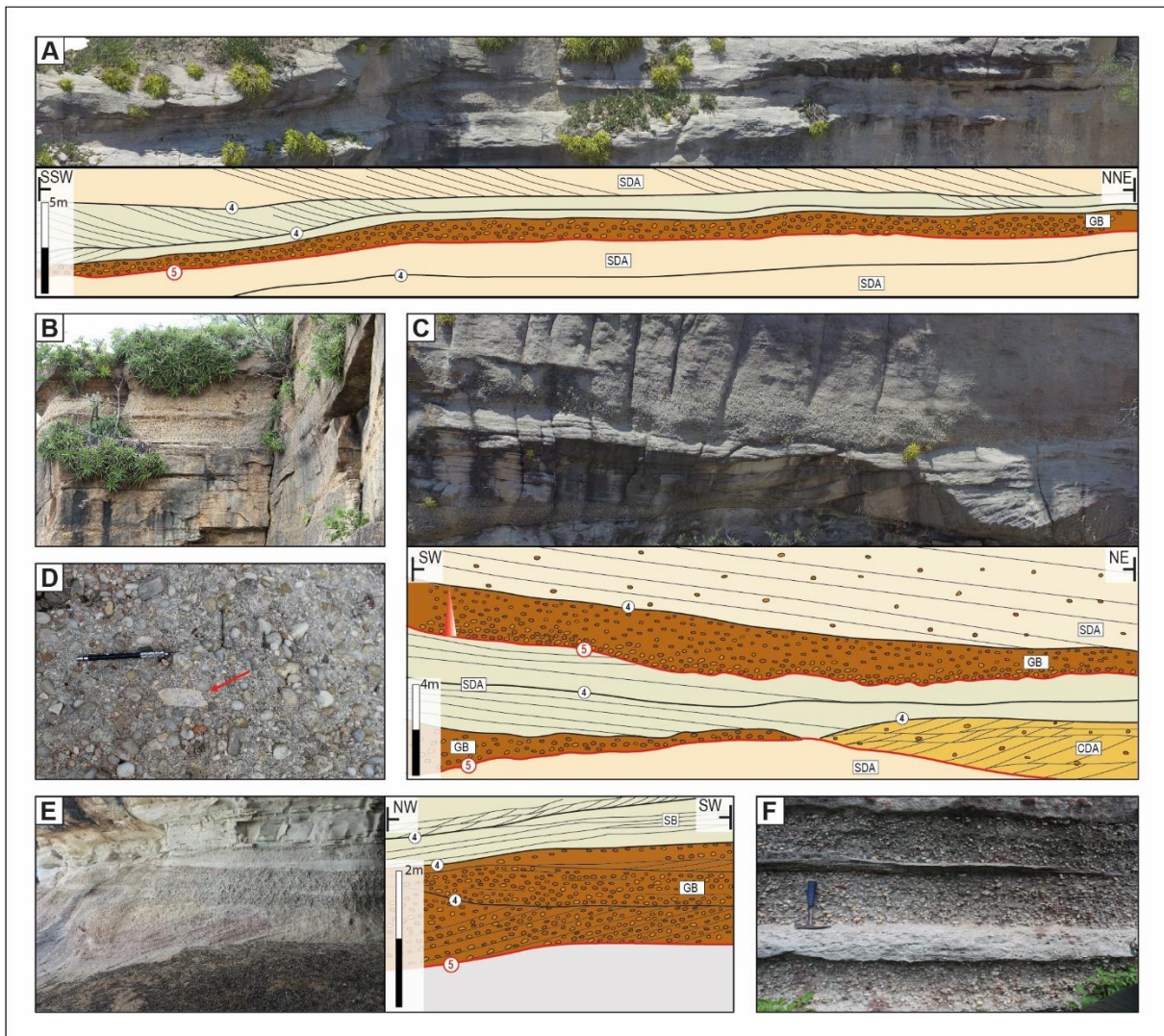


Figure 6: Gravel Bars architectural elements. (A) Photomosaic from VOM showing tabular geometry in MP-01. (B) At the top is common to find tabular geometries in GB as found in MP-01. (C) Photomosaic from VOM showing lenticular geometry in MP-01. (D) Rarely intraclast are recognized. (E) Lithofacies Gt is recognized in these deposits. (F) Internally it could be present lenticular sandstone bodies.

Interpretation: Conglomeratic deposits arranged in tabular and laterally extensive deposits suggest bedload deposition in the form of low-relief gravel bars (Miall, 1987; Smith, 1990; Ghazi and Mountney, 2009). Massive conglomerates (lithofacies Gcm) suggest high energy flow, in which high-density dispersive forces transport sediment load during high-magnitude flooding events on broad, shallow channels. The presence of horizontally to massive, bedded conglomerates that grades upward to small-scale cross-stratified sandstones indicates normal grading cycles during the formation of the bars at shallower depths (Miall, 1985). The sandstone beds represent the flood deceleration intervals and loss of flow competence and capacity (Tood, 1989). Horizontally stratified to cross-stratified sandstone lenses that occur

internally to the conglomeratic bars also indicate declining flow competence and capacity, and variations of flow velocity (Allen, 1983).

4.2.2 Simple Downstream Accretion Element (SDA)

Description: The simple downstream accretion (SDA) architectural element has a tabular geometry, 0.5 to 2.6 m thick, and extends 50-80 m along the flow-parallel direction (Fig. 7A). It comprises poorly sorted, medium- to very coarse-grained sandstones with medium- to large-scale planar-to-trough cross-stratification (lithofacies Sp and St, respectively). These cross-stratified sets exhibit well-developed normal grading in the foresets of cross-strata (Fig 7B). Granule to pebble quartz clasts occur scattered or concentrated in the base, as lags. Third-order surfaces are recognized among cross-stratifications (Fig. 7C). This architectural element shows paleocurrent predominantly towards the NW.

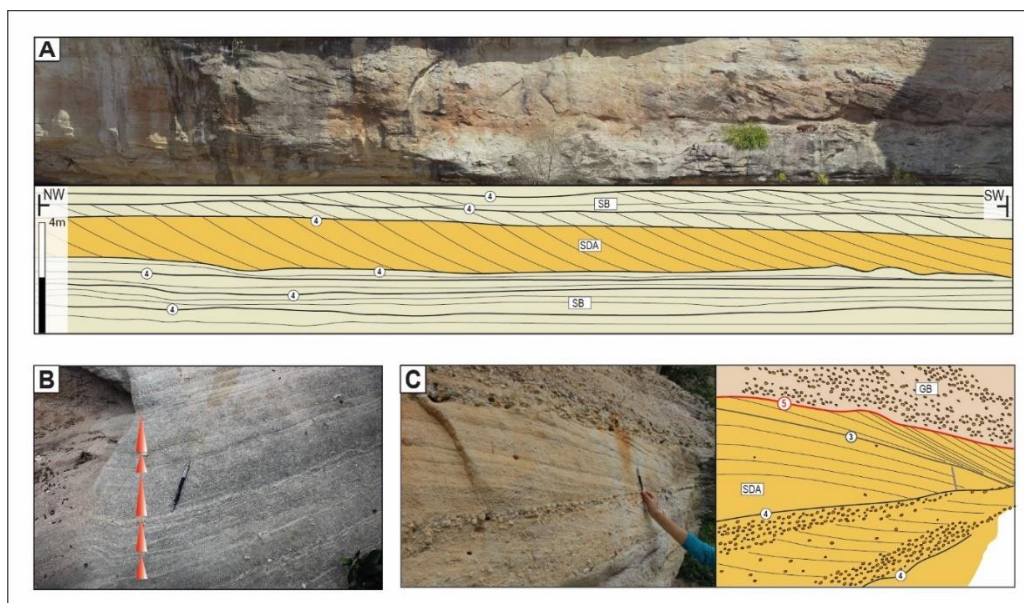


Figure 7: Simple downstream accretion architectural elements. (A) Photomosaic from VOM showing tabular geometry of SDA in MP-01. (B) Normal grading in forests of cross-strata. (C) Third-order surfaces are recognized within cross-stratified beds.

Interpretation: The occurrence of tabular large-scale cross-stratified sets with long-length beds are products of downstream migrating subaqueous simple sandy bars with well-developed front faces, such as transverse bars (Allen, 1983; Miall, 1987; Wizevich, 1993; Bridge, 1993). These bars were generated during unidirectional

subcritical flows, represented by the development of single facies, with termination defined by third-order surfaces (Miall, 1985, 1996). These features indicate mid-channel and alternate downstream accretionary bars with periodic growth (Allen, 1983; Bridge, 2003). The presence of clast-supported conglomerate lags shows non-extensive, channel bottom deposits developed by hyperconcentrated flows (Miall, 1996).

4.2.3 Compound Downstream Accretion Element (CDA)

Description: The compound downstream accretion (CDA) architectural element is characterized by tabular to lenticular geometry with 0.9 to 1.7 m thick and extends laterally for 15 to 70 m (Fig 8A). These deposits comprise poorly sorted, medium- to coarse sandstone with planar and trough cross-stratification (lithofacies Sp and St, respectively). They are bounded by planar surfaces or occasionally by slightly undulated basal surfaces and are composed of stacked sets, 0.1 to 0.4 m thick. The sets are separated by concave-up to planar, low-angle inclined surfaces (3° to 12°), that dip in the same direction as the overlying foresets (Fig. 8B). Subangular to sub-rounded, granules and pebble-sized quartz clasts are scattered or concentrated at the base of sets. On average, this element exhibits paleocurrent towards WNW.

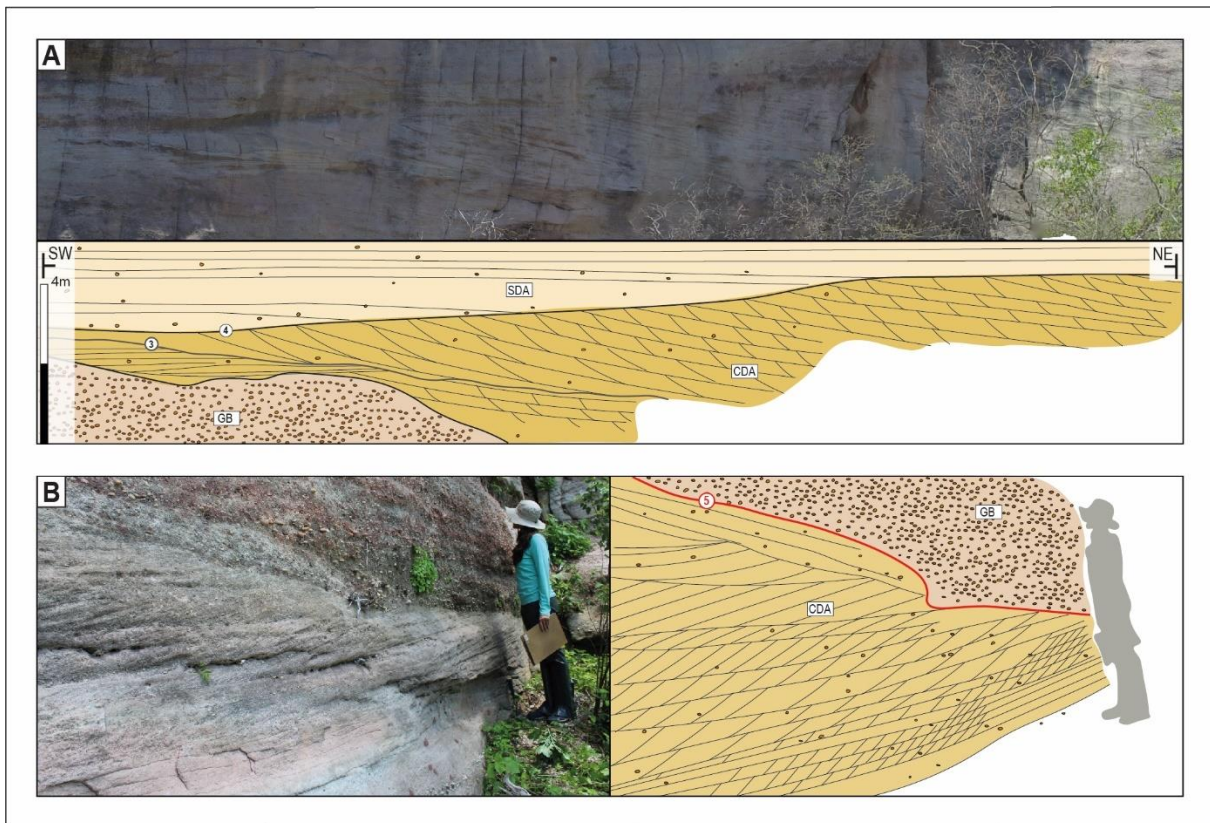


Figure 8: Compound downstream accretion architectural elements. (A) Photomosaic from VOM showing the lenticular geometry of CDA in MP-01. (B) Photo and the interpretative panel of CDA deposits.

Interpretation: This architectural element is very similar to the mid-channel bars, but in this case, small to medium stacked cross-stratified sets dip at low-angle in the same direction of the bounding surface. This suggests the migration of small-scale bedforms over the downstream accretion surface of a fluvial macroform (Allen, 1983; Miall, 1996). The superimposed dunes probably developed along the crest, or in front of the bar, under subcritical flow conditions (Miall, 2010). The occurrence of small dunes (~0.25 m on average) suggests that the original height of the dune was 0.58 m (Leclair and Bridge, 2001). The presence of basal clast-supported conglomerates indicates non-extensive, channel bottom deposits deposited by hyperconcentrated flows (Miall, 1996).

4.2.4 Hollows (HO)

Description: This architectural element is mainly characterized by a large-scale, concave-up erosional basal surface (Fig. 9). They are 5.22 to 5.40 m-thick and extend laterally from 60 to 80 m. The scour feature is filled dominantly by poorly sorted, medium- to very coarse-grained sandstones with medium- to large-scale trough cross-stratification (lithofacies St), with scattered granule to pebble quartz clasts. Internally, the sets are separated by inclined surfaces (10° to 12°), that dip in the same direction as the overlying forests. Unidirectional structures indicate paleoflow towards WNW.

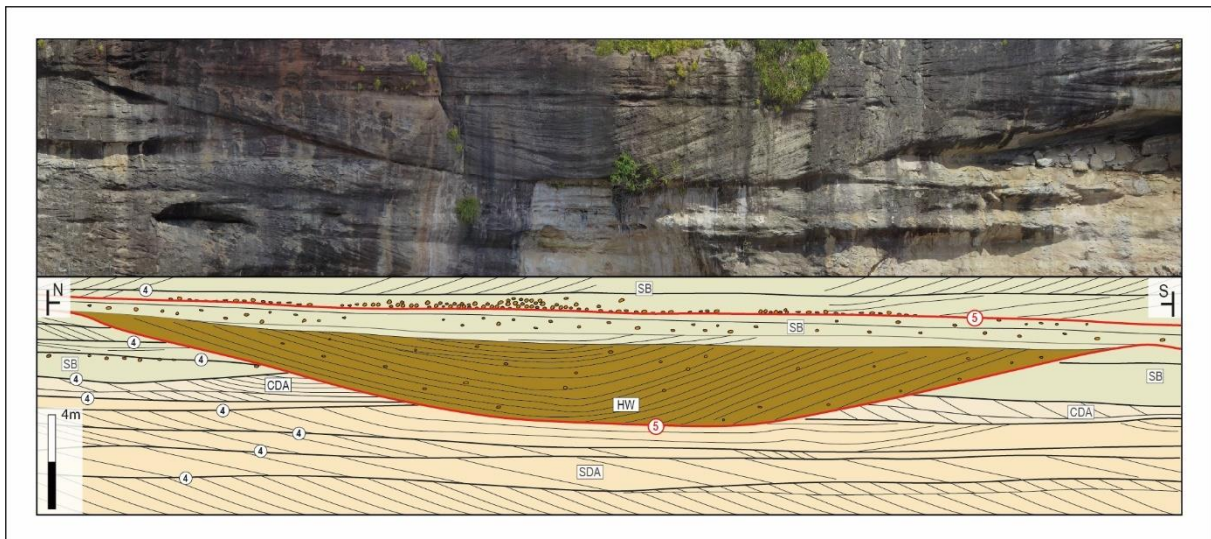


Figure 9: Photomosaic from VOM showing the concave up base within the HO in MP-03.

Interpretation: This architectural element represents large-scale excavations generated at the confluence of channels, being a common architectural feature of braided systems (Cowan, 1991; Ashmore, 1993). This is characteristic of low-sinuosity rivers where the confluence of interconnected channels separated by bar deposits causes erosion of the river floor (Ashmore, 1993).

4.2.5 Sandy bedforms (SB)

Description: The deposits of sandy bedforms occur as tabular to lenticular bodies, 0.5 to 1.3 m thick, and may reach more than 100 m laterally (Fig. 10A). This element consists of vertically stacked sets of moderately sorted, medium- to coarse-grained sandstones with small- to medium-scale trough to planar cross-stratification (lithofacies St and Sp, respectively) (Fig. 10B). Sigmoidal cross-stratification (lithofacies Ss) may occur within this element, but it is not very common. The sets are limited by horizontal to sub-horizontal surfaces. Subordinately, ripple cross-lamination is recognized (lithofacies Sr; Fig. 10C). The basal and top bounding surfaces are planar to slightly undulated. Internally, the foresets of cross-strata exhibit normal grading, from very coarse to medium-coarse-grained. Quartz granules and pebbles occur dispersed along the sets or concentrated at the base of the sets. This element displays paleocurrents towards WNW.

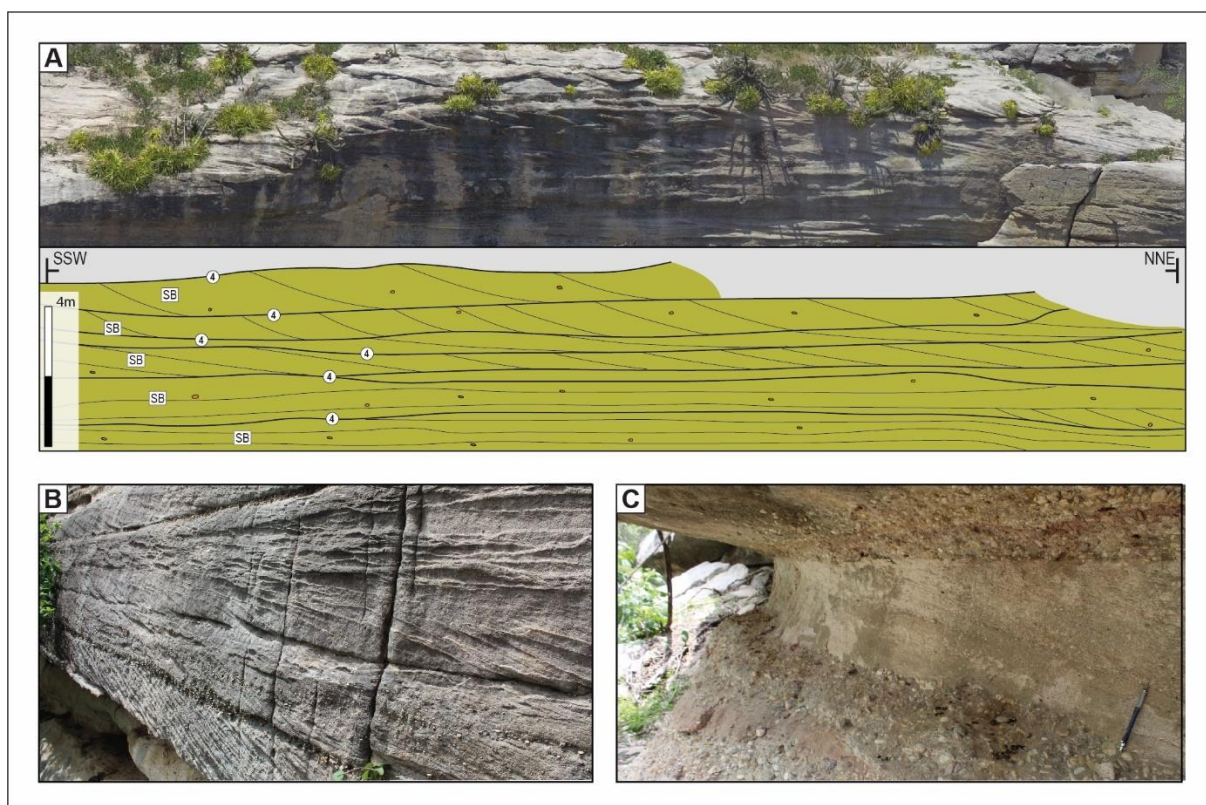


Figure 10: (A) Photomosaic from VOM showing tabular geometry of SB in MP-01, followed by the interpreted panel. (B) Detailed photo of 10 to 15 m-thick cross-stratified sets, vertically stacked. (C) A single, cross-stratified set representative of an isolated sandy bedform between conglomeratic deposits. Pencil length = 10 cm.

Interpretation: This architectural element is interpreted as deposited by vertical aggradation of subaqueous dunes (Miall, 1985, 1996). The superimposed, small-scale cross-stratified sets are associated with the migration and climbing of 2D and 3D dunes over a broad and regular paleofloor under lower flow regime conditions.

4.3 BOUNDING SURFACES AND CHANNEL-FILL SAND BODIES

First- to fifth-order bounding surfaces were recognized during the geological survey and interpretation of the VOMs. They represent distinctive temporal hierarchies and depositional processes (Miall, 1996). In this study, third-, fourth-, and fifth-order surfaces were recognized and explored due to their processes and temporal importance.

Several third-order surfaces were recognized during the VOM interpretation. These surfaces represent a stop in sedimentation as flow strength decreases. During the following peak-discharge event, bedforms will be deposited from that 'reactivation' surface, without important changes in orientation and sedimentation patterns (Miall, 1996).

In the study area, channel sand bodies were mainly recognized based on the occurrence of basal erosive surfaces marked by granule- to pebble-supported conglomerates. These surfaces extend all over the study area and may reach hundreds of meters to tens of kilometers. They are especially prominent due to the common lithological variability of the underlying finer-grained deposits. The channel sand bodies commonly presented fining-upward trends, being filled by one or more architectural elements internally bounded by fourth-order surfaces. These fourth-order surfaces are convex-up to flat surfaces and may extend for tens of meters. An exception is recognized within hollow deposits, that present concave-up basal surfaces.

4.4 PALEOHYDROLOGICAL ESTIMATIONS

VOMs allow a broader and more efficient quantification of facies and architectural elements compared to purely field-based facies-by-facies survey. In this sense, the

architectural analyses of the Jaicós Formation along the cliffs of the study area allowed a preliminary paleohydrological understanding of this braided fluvial system.

To determine each channel's physical attributes, e.g., width and depth averages, 178 cross-stratified sets were measured in the VOMs. Considering the thicker portion of each set. The average thickness of cross-stratified sets is 0.94 m with a minimum thickness of 0.25 m and a maximum of 4.8 m.

These measurements enabled the determination of the mean and standard deviation of their thickness for each identified channel, firstly individually analyzed for each outcrop (Tab. 2, Tab. 3, and Tab 4). According to Leclair and Bridge (2001), these values could be determined by the dune height (Eq.1), but as defined by Bridge (1997), only channels in which the standard deviation/mean ratio was between 0.88 ± 0.3 should be considered. From dune height values, it was possible to calculate the mean flow depth through the average of Eq. (2), (3), (4), and the minimum, maximum, and mean width river by Eq (5).

	Ch 01	Ch 02	Ch 03	Ch 04	Ch 05	Ch 06	Ch 07	Ch 08	Total
Mean	-	2.10	0.93	1.24	1.33	0.59	0.96	1.51	1.00
Standard deviation	-	0.20	0.29	0.46	0.45	0.42	0.66	0.30	0.54
Standard deviation / mean ratio	-	0.10	0.31	0.37	0.34	0.71	0.69	0.20	0.55
Dune Height	-	-	-	-	-	1.71	2.78	-	2.89
Flow Depth Eq (2)	-	-	-	-	-	18.20	27.42	-	28.35
Flow Depth Eq (3), min	-	-	-	-	-	4.59	2.44	-	2.22
Flow Depth Eq (3), max	-	-	-	-	-	11.41	13.56	-	13.78
Flow Depth Eq (4)	-	-	-	-	-	11.43	18.62	-	19.37
Mean Flow Depth	-	-	-	-	-	11.41	15.51	-	28.35
Minimum Width Eq (5)	-	-	-	-	-	49.44	67.21	-	15.93
Maximum Width Eq (5)	-	-	-	-	-	711.11	966.82	-	993.05
Mean Width	-	-	-	-	-	380.27	517.02	-	531.04

Table width:depth 33.32 44.91 33.33 2:
 Mean,
 standard deviation, standard deviation, and mean ratio, and the equations to calculate dune height, flow depth,
 and width from MP-01.

4.4.1 MP-01 Values:

For the MP-01 outcrop (Fig. 3), only channels 6 and 7 reached the standard deviation/mean ratio for validation. The dune height value for these channels is 1.71 m for channel 6, and 2.78 for channel 7. According to flow depth estimations, it varies between 18.21 to 15.51 respectively, while the mean width is between 380.27 to 517.02 with a maximum width of 966.82 registered in channel 7 and a minimum of 49.44 calculate in channel 6.

These range of depth flow and width values indicate an increase in channel thickness from the top and are also associated with an increase of conglomeratic lithofacies percentage, that correspond with higher energy flows (Fig 6B).

4.4.2 MP-02 Values:

In the MP-02 outcrop (Fig 4A), channels 3, 5 and 6 were validated to further analysis (Tab. 3). These channels exhibited small variation in the calculated parameters, being the parameters of channel 6 very similar to the channel 5. The dune height value varies between 1.97 m (Ch 3), 1.57 m (Ch.5), and 1.71 m (Ch 6), while the mean flow depth is 11.57 m, and the mean width varies between 361.91 m to 414.73 m. The smaller variation in channel thickness indicates similar conditions during channel fill.

Table 3: Mean, standard deviation, standard deviation, and mean ratio, and the equations to calculate dune height, flow depth, and width from MP-02.

	Ch 01	Ch 02	Ch 03	Ch 04	Ch 05	Ch 06	Ch 07	Ch 08	Total
Mean	-	0.70	0.68	1.09	0.54	0.59	0.54	1.05	0.74
Standard deviation	-	0.37	0.42	0.48	0.30	0.42	0.16	0.50	0.42
Standard deviation / mean ratio	-	0.52	0.62	0.44	0.56	0.72	0.30	0.48	0.61
Dune Height	-	-	1.97	-	1.57	1.71	-	-	2.15
Flow Depth Eq (2)	-	-	20.56	-	16.94	18.24	-	-	22.10
Flow Depth Eq (3), min	-	-	4.06	-	4.87	4.58	-	-	3.70
Flow Depth Eq (3), max	-	-	11.94	-	11.13	11.42	-	-	12.30
Flow Depth Eq (4)	-	-	13.21	-	10.49	11.46	-	-	14.41
Mean Flow Depth	-	-	12.44	-	10.86	11.43	-	-	13.13
Minimum Width Eq (5)	-	-	775.5	-	676.7	712.2	-	-	818.29
Maximum Width Eq (5)	-	-	53.92	-	47.05	49.52	-	-	56.89
Mean Width	-	-	414.7	-	361.9	380.9	-	-	437.59
width:depth			33.33		33.32	33.32			33.32

4.4.3 MP-03 Values:

In the MP-03 outcrop, channels 1, 3 and 4 were validated to further analysis. These channels presented the greatest values when compared to the other outcrops, with dune height values of 2.27 m (Ch1), 2.92 m (Ch3), and 7.96 m (Ch4). The mean flow depth also indicates deeper channels: channels 3 and 4 with mean flow depth of 16.05 and 33.93 m, respectively. These two central channels also feature the largest average width, which varies between 534.93 m (Ch3) to 1130.91 m (Ch4) and could have a maximum of 2114.8 in channel 4 according to eq (5). These thicker channels may indicate the deepest, main channels within the channel belt if compared to the other two outcrops.

Table 4: Mean, standard deviation, standard deviation, and mean ratio, and the equations to calculate dune height, flow depth, and width from MP-03.

	Ch 01	Ch 02	Ch 03	Ch 04	Ch 05	Ch 06	Ch 07	Ch 08	Total
Mean	0.78	1.15	1.01	2.75	0.77	1.34	0.73	-	1.06
Standard deviation	0.50	0.44	0.90	1.67	0.14	0.65	0.29	-	0.86
Standard deviation / mean ratio	0.64	0.38	0.90	0.61	0.18	0.48	-	-	0.81
Dune Height	2.27	-	2.92	7.96		3.88	-	-	3.06
Flow Depth Eq (2)	23.12	-	28.61	66.37		36.31	-	-	29.77
Flow Depth Eq (3), min	3.46	-	2.15	-7.92		0.24	-	-	1.87
Flow Depth Eq (3), max	12.54	-	13.85	23.92		15.76	-	-	14.13
Flow Depth Eq (4)	15.19	-	19.58	53.34		26.01	-	-	20.53
Mean Flow Depth	13.58	-	16.05	33.93		19.58	-	-	16.58
Minimum Width Eq (5)	846.34	-	1000.32	2114.80		1220.43	-	-	1033.18
Maximum Width Eq (5)	58.84	-	69.54	147.02		84.84	-	-	71.83
Mean Width	452.59	-	534.93	1130.91		652.63	-	-	552.50
width: depth	33.32		33.32	33.33		33.29			33.32

4.5 GEOCELLULAR MODEL

After describe the architectural element and verify the paleohydrological estimations, it was possible integrate the outcrops from a geocellular model that connects the channel bodies (Fig. 11 A). Each geocellular volume was created by the union of the fifth-order bounding surfaces between outcrops, to transform one-dimensional polylines into two-dimensional surfaces (Fig. 11 B, C, D, E). These two-dimensional surfaces were extruded from the union of each basal surface with the upper surface, representing one fluvial channel body (Fig 11 F, G). It established eight fluvial channel bodies from the geocellular model. The cell size was created individually

considering the main thickness for each channel that compounds a volume of $7,14 \times 10^7 \text{ m}^3$.

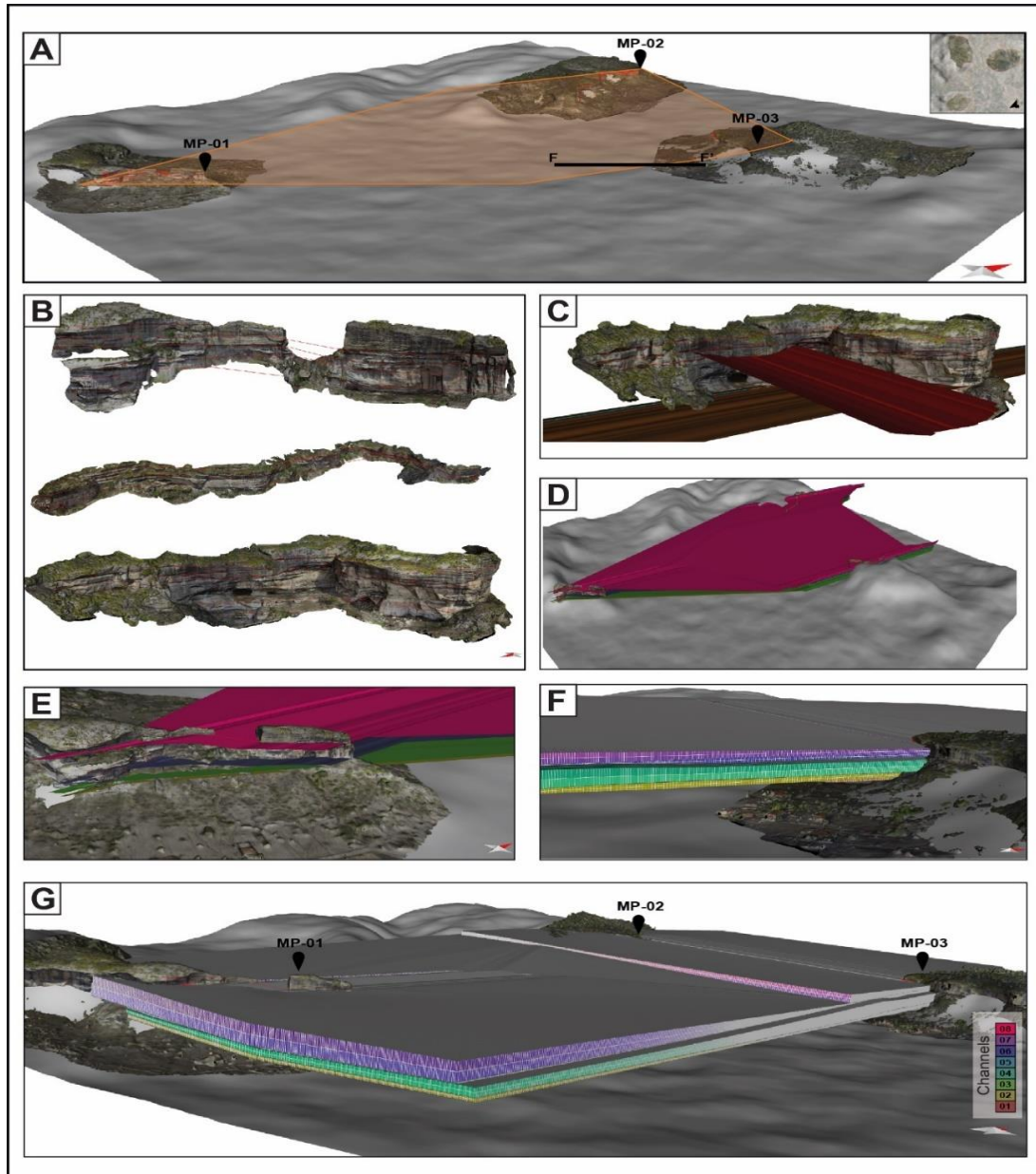


Figure 11: (A) Whole modeled area with the location of the detailed section in image F. (B) Interpreted fifth orders bounding surfaces as polylines in all outcrops. (C) Detailed bounding surfaces extrude from polylines in MP-03. (E) Extrudes surface sets from MP-01. (F) Detailed geocellular model created from surfaces. (G) Geocellular model created from surfaces, representing the channels interpreted in VOMs and their integration.

5 DISCUSSION

5.1 IS THE JAICÓS FORMATION A BIG RIVER?

Big rivers are characterized by large drainage basins that transport high amounts of sediments across long extensions, with large discharge flows (Potter, 1978). Nowadays, the Amazonas, Congo, Mississippi, Nile, Parana, Yenisey, Ob, Lena, Yangtze, and Amur Rivers are considered big rivers, based on drainage area (km²) (Fielding, 2007). Their establishment and evolution are controlled by tectonics and climate, but significant morphological changes are expected to occur in response to local controlling faults and discharge variability (Potter, 1978; Miall, 2006). They tend to increase in water volume in response to distributary water input and carry out enormous volumes of bed-load and suspended sediments to the oceans, feeding deltas, marine platforms, and subaqueous canyons and fans (Miall, 2006; Fielding, 2007).

5.1.1 Prediction from Architectural Elements Analysis

The recognition of big rivers is usually challenging, mainly due to the fragmentation of the geological record and lack of laterally extensive exposures (Lawton, 2014). Sedimentological parameters applied in some studies to indicate a big river is the existence of large-scale cross-strata (sets up to 2 m-thick), channel-fill macroforms, and deep scour surfaces (Miall and Jones, 2003; Fielding, 2007; Fielding et al., 2012; Latrubesse, 2015). In the study area, cross-strata thickness varies between 0.5 to 4.8 m, with an average of 1.42 m, extending laterally for 50 to 80 m. As pointed out by LeClair and Bridge (2011) sets thickness might represent 35% of the primary dune height. These simple cross-stratified dunes comprise the dominant bedforms of braided, low-sinuosity fluvial channels (Fielding, 2007).

Besides the cross-strata thickness, big rivers are characterized by erosive-basal surfaces, resulting from deep scours. In the Jaicós Formation, scour features define hollows, with diagnostic concave-up basal surfaces, 5.4 m thick and 80 m wide, related to channel confluences (Fig. 9).

The Lee Formation, central Appalachian Basin, USA (Wizevich, 1993), and the Hawkesbury Sandstone, Triassic Sydney Basin, in eastern Australia (Rust and Jones, 1987; Miall and Jones, 2003; Fielding, 2007) record examples of big river deposits. The Lee Formation exhibits superimposed channel bodies, separated by

fifth-order surfaces, dominated by downstream accretion macroforms, revealing low-sinuosity channels 10 to 20 m deep (Wizevich, 1992). The Hawkesbury Sandstone exhibits abundant up to 7.5 m thick cross-strata and deep scour erosive surfaces, up to 11 m thick were recognized within the stratigraphic framework (Rust and Jones, 1987; Fielding, 2007). Miall and Jones (2003) recognized within the Hawkesbury Sandstone frequent occurrence of large-scale cross-strata, channel-fill deposits at least 2.7 km wide, individual macroforms 5 to 10 m-thick, and hollow elements up to 20 m-thick. Fluvial deposits are dominantly downstream accretion deposits, fields of small- to medium-scale sandy bedforms, fields of large simple dunes and hollows although deposits of lateral accretion, gravity flows, and floodplains were also recognized. These authors compare this unit to the modern Brahmaputra River of India and Bangladesh, although architectural analysis of Hawkesbury Sandstone indicates a smaller magnitude order.

5.1.2 Grain size analysis

Grain size tends to decrease downstream in response to clast-clast collision and abrasion along the river length, with additional changes in roundness, sorting, and mineralogy (Parker, 1991, Lewin and Brewer, 2002; Miller et al., 2013). In the study area, sedimentary rocks are dominantly poorly to moderately-sorted, medium to coarse-grained sandstone, although conglomeratic deposits are present and comprise 21% of the stratigraphic framework. The conglomeratic facies are massive, clast-supported conglomerates, dominated by granule to pebble-sized clasts but clasts up to 6 cm long are also recognized. Granule and pebble clasts are rounded to well-rounded, and oblate to tri-axial shape. In terms of composition, these clasts are dominantly quartz. As pointed out by Attal & Lavé (2009), abrasion and fragment production rates are controlled directly by lithology. In flume experiments, more resistant lithologies, *e.g.*, quartzite, granite, and gneiss, are 500 times less abraded than the less resistant ones, *e.g.*, limestones and marbles (Attal and Lavé, 2009). As the bulk of pebble-sized clasts in conglomerates are rounded to well-rounded quartz, it is possible to assume that sediments may have been transported long distances away from the source area during high discharge events, being deposited and

eroded several times. Quartz is a resistant mineral under atmospheric conditions and for this reason, the bulk of sediments within the conglomeratic deposits consists of quartz granules and pebbles.

5.1.3 Width: Depth Ratio Analysis

To differentiate big rivers from small ones, it is analyzed the difference in cross-sectional channel morphologies through width: depth ratio (*w:d ratio*) (Xu, 2002; Latrubesse, 2008; Ashworth e Lewin, 2012). This parameter describes the channel shape while width or depth is only a measure of channel dimensions (Xu, 2002). In this context, the hydraulic geometry can be related between channel width and depth and total discharge. In general, with increasing river dimensions, the height of the bank increases. Associated with channel type, the *w:d* ratio can describe the sinuosity and sedimentary load of the system (Latrubesse, 2008).

According to paleohydrological estimations for the study area, the width varies between 380.9 and 1130.9 m, with an average of 590.6 m, whereas channel depths vary between 6.6-33.9 m thick, with a mean depth of 17.6 m. Considering only the channels with the standard deviation to mean ratio defined by Bridge (1997), the *w:d* ratio is predominantly 33 for all channels, reaching 44.9 in Channel 7 of MP-01 (Tab 2, 3, and 4). These values match the compiled data of Latrubesse (2008) that pointed out that the *w:d* ratio is greater than 30 for 16 modern large rivers, and only five rivers have *w:d* greater than 100. This work also suggests that a big river may oscillate the *w:d* ratio values between 30-70 during their extension, and even rivers that exceed values greater than 100 may have portions with *w:d* smaller than 70, indicating the morphological difference between primary to secondary channels. Furthermore, the *w:d* suggests bed-load dominated low-sinuosity channels.

5.1.4 Distributive Fluvial Systems versus Tributary Fluvial Systems

Over the past few years, relevant discussions have been raised regarding the dominance of distributive fluvial systems over tributary ones, in present-day environments and in the alluvial record (Hartley et al., 2010 a,b; Weissmann et al.,

2010, 2011; Fielding et al., 2012). Distributive fluvial systems develop in the most varied tectonic and climatic contexts, generating a stratigraphic framework full of complexities, both morphological and paleoenvironmental. Criteria established by Weissmann et al. (2010) for recognizing these systems include (i) radial pattern of channels from the apex; (ii) downstream decrease in channel dimensions by infiltration, bifurcation, and evaporation; (iii) downstream decrease in grain size; (iv) progressive increase in floodplain deposits downstream; and (iv) lack of lateral confinement of channels. It is argued that, due to the degradational context in which axial tributary rivers are embedded, they have a low potential for preservation (Weissmann et al., 2010).

In contrast, Fielding et al. (2012) suggest the dominance of tributary river systems in the geological record, as has been presented over the years by numerous continental river facies models (e.g., Miall, 1996; Bridge, 2006). They comprise broad rivers confined to axial portions of the basin (trunk rivers), situated between or fed by lateral or opposing distributary river systems, or embedded in incised valleys. The authors present a series of arguments that guarantee the predominance of tributary river systems as the main constituents of the continental and recent fluvial geological record. Among the arguments presented by Weissmann et al. (2010) for recognizing distributary fluvial systems, the only one considered by Fielding et al. (2012) is the radial dispersion pattern of the channels. This author points out the lack of plausible geological criteria for the recognition of distributary fluvial systems in the outcrop-scale record.

The Jaicós Formation presents sedimentological, architectural, and paleocurrents data that may indicate this fluvial system as a big, tributary river. Criteria established by Weissmann et al. (2010) have not been recognized, not only in the study area but in northern farther areas mapped by the study group. In the Croatá town, 300 km from the study area, the Jaicós Formation exhibits poorly-sorted, medium- to very coarse-grained sandstones with 2-4 m-thick cross-stratifications (Fig. 12). In this area, paleocurrents exhibit the same NNW pattern, with no increase in floodplain deposits, no increase in non-channelized deposits, or a decrease in sandstone grain size. However, conglomeratic deposits are less common, occurring as centimetric lenses.

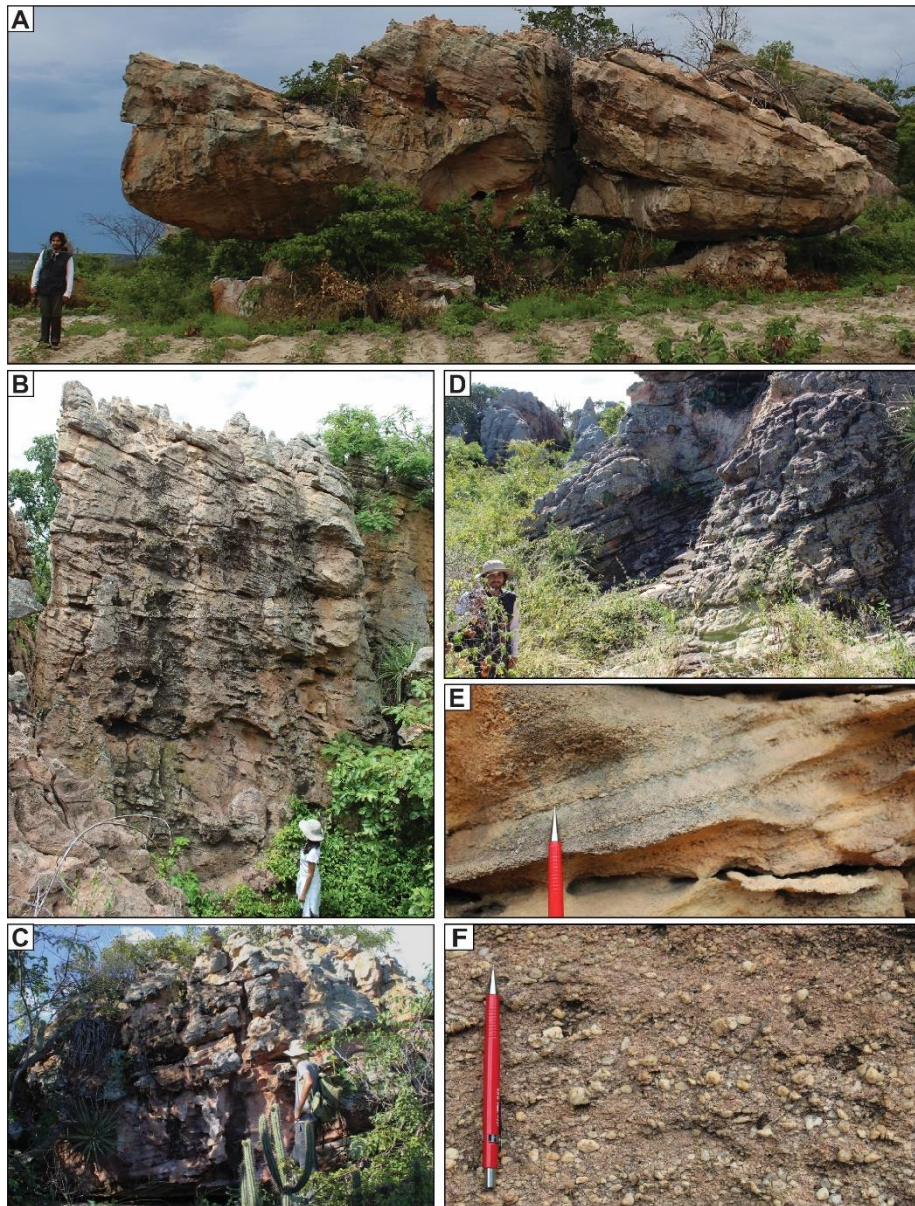


Figure 12: Lithofacies and architectural elements of the Jaicós Formation recognized nearby Croatá town, 300 km from the main study area. (A) ~3.5 m-thick simple downstream accretion macroform. Scale length = 1.7 m. (B) 1-3 m-thick superimposed, cross-stratified sets interpreted as simple downstream accretion elements. Scale length = 1.6 m. (C) 4 m-thick cross-stratification within a simple downstream accretion macroform. Scale length = 2 m. (D) 3.8 m-thick single cross-stratified set of a simple downstream accretion macroform. Scale length = 1.7 m. (E) Detailed photo of normal grading in the foresets, varying from very coarse- to medium-grained sandstones. (F) Massive conglomerate lenses.

5.1.5 Drainage Area

During the Paleozoic Era, the territories that today encompass north and northeast Brazil formed an extensive, broad sedimentary province in western Gondwana. This sedimentary province connected today's Amazon and Parnaíba basins, and may also include minor northeastern Brazilian basins, such as the Araripe, Tucano, Jatobá,

and Sergipe-Alagoas basins (Braun, 1966; Ghignone, 1972; Bigarella, 1973; Mabesoone, 1977; Cordani et al., 1984; Caputo and Crowell, 1985; Assine, 1992, 1994, 2007; Souza-Lima et al., 2014; Carvalho et al., 2018; Oliveira and Truckenbrodt, 2019). The complete fragmentation of this broad province occurred during the mid-to-late Mesozoic, when the Gondwana supercontinent began to break apart due to divergent efforts (Szatmari et al., 1987).

Due to the lack of fossiliferous content, the late Ordovician, Silurian, and early Devonian deposits within those basins are regionally correlated throughout palynological studies (Grahn et al., 2005), and lithological similarities related to major global tectonic-climatic-eustatic events.

The Tacaratu Formation in the Jatobá Basin, the Cariri Formation in the Araripe Basin, and the Nhamundá Formation, the Trombetas Group of the Amazonas Basin exhibit lithological similarities and are mainly correlated to the Ipu Formation, the basal unit of the Serra Grande in the Parnaíba Basin, being related to the Upper Ordovician-Early Silurian Hinantian Glaciation (Braun, 1966; Caputo and Lima, 1984; Caputo and Crowell, 1985; Carvalho et al., 2018). However, some considerations must be made:

(i) the Tacaratu Formation was stratigraphically positioned in the Lower Paleozoic. As pointed out by Carvalho et al. (2018) and previous work, this unit may be stratigraphically positioned in the Silurian-Devonian interval or in the Ordovician. Even though the Tacaratu Formation is mainly correlated with the Ipu Formation, based on lithological similarities and palaeocurrent patterns, a correlation with the Jaicós Formation should not be excluded. In terms of lithological, compositional, and paleocurrent aspects, the Tacaratu and Jaicós Formations exhibit important similarities (Fig. 13). The Tacaratu Formation is dominated by the same lithofacies described here, mostly massive to cross-stratified conglomerates and poorly to moderately sorted coarse- to medium-grained sandstones with cross-stratification, associated with a braided fluvial system. Sandstones are dominantly quartzarenites, and less common are sublitharenite and subarkose sandstones. Most of the grains have an angular to sub-angular shape, with most of the samples categorized as sub-mature in texture, containing less than 5% clay content (Carvalho et al., 2018).

(ii) The Cariri Formation would also be correlated with the Jaicós Formation, due to the lack of fossiliferous beds, lithological similarities, and the same paleocurrent pattern. This Paleozoic unit consists of massive to cross-stratified clast-supported conglomerates with rounded and sub-rounded, quartz vein and gneiss clasts, quartzite and chert, and immature, poorly sorted medium- to very coarse-grained sandstones, with horizontal stratification, trough, and planar cross-stratification (Batista et al., 2012; Cerri et al., 2022; Fig13). Deposition is interpreted to be associated with a quartz-rich mature braided fluvial system (Assine, 2007; Batista et al., 2012). Cerri et al. (2020; 2022) correlate the Cariri Formation mainly with the Ipu Formation due to the occurrence of conglomerates and pebbly to coarse-grained cross-stratified sandstones in both units, with identical mineralogical composition, consisting of quartz, feldspar, and quartz vein. They also exhibit consistent paleocurrent patterns towards NNW. These aspects, however, are recognized within the Jaicós Formation.

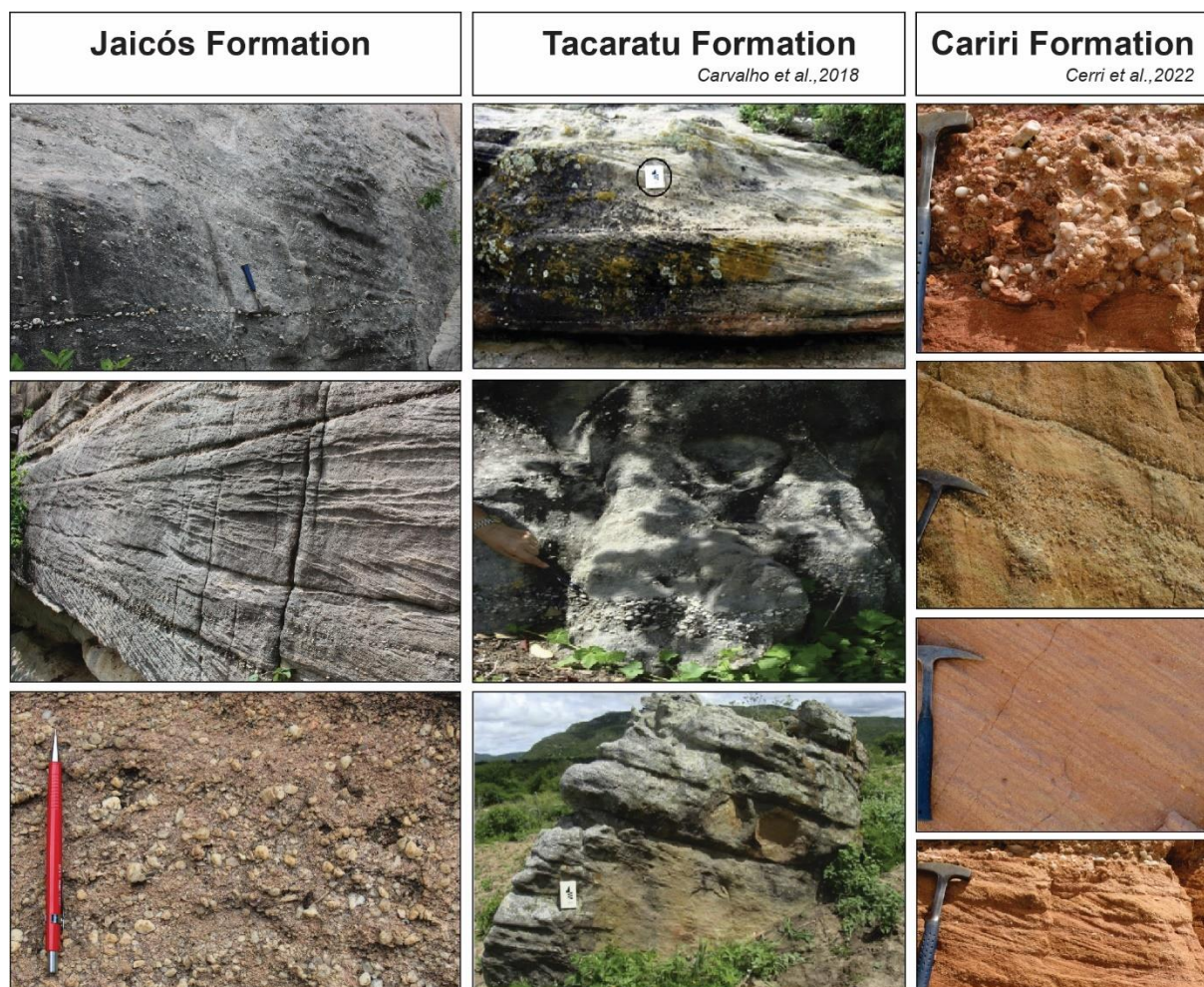


Figure 13: Lithological similarities between the Jaicós, Tacaratu, and Cariri Formations (photos of the Tacaratu Formation are from Carvalho et al. (2018), and of the Cariri Formation are from Cerri et al. (2021).

Paleocurrent data of basal strata of the Parnaíba, Jatobá, and Araripe basins evidence consistent paleoflow towards NNW, and support the idea that the area of these basins was beyond current limits, being interconnected at the time of sedimentation during the early Paleozoic (Ghignone, 1972; Bigarella, 1973; Caputo and Crowell, 1985; Assine, 1994) (Fig. 14). The NNW trend reinforces paleogeographic reconstructions proposed by many authors, in which the sedimentary source area was located at the SSE, related mainly to the stable terranes of the Borborema Province (Ponte, 1992; Assine, 1994; Arai, 2006; Carvalho et al., 2018; Cerri et al., 2022). This large-scale fluvial system would have drained a much larger area than the Parnaíba Basin and would include the fragmented small basins in northeastern Brazil. It was described during the mapping survey that the Jaicós Formation occurs directly over the Parnaíba Basin basement

rocks in the locality of Tucuns (along the CE-469 highway). This indicates that the Jaicós Formation reached a broader area than the underlying Tianguá and Ipu units. In addition to these correlations and as mentioned before, beyond the outcrops analyzed in the study area (nearby Massapê do Piauí town), about 300 km north, in Croatá town, large-scale cross-stratified sets of the Jaicós Formation were also recognized. Therefore, a very minimal length for the Jaicós Formation fluvial system is 300 km. However, compositional and textural aspects of the clasts that make up conglomeratic and sandy deposits indicate that this fluvial system may have drained broader areas since the source area would be at greater distances south/southeast.

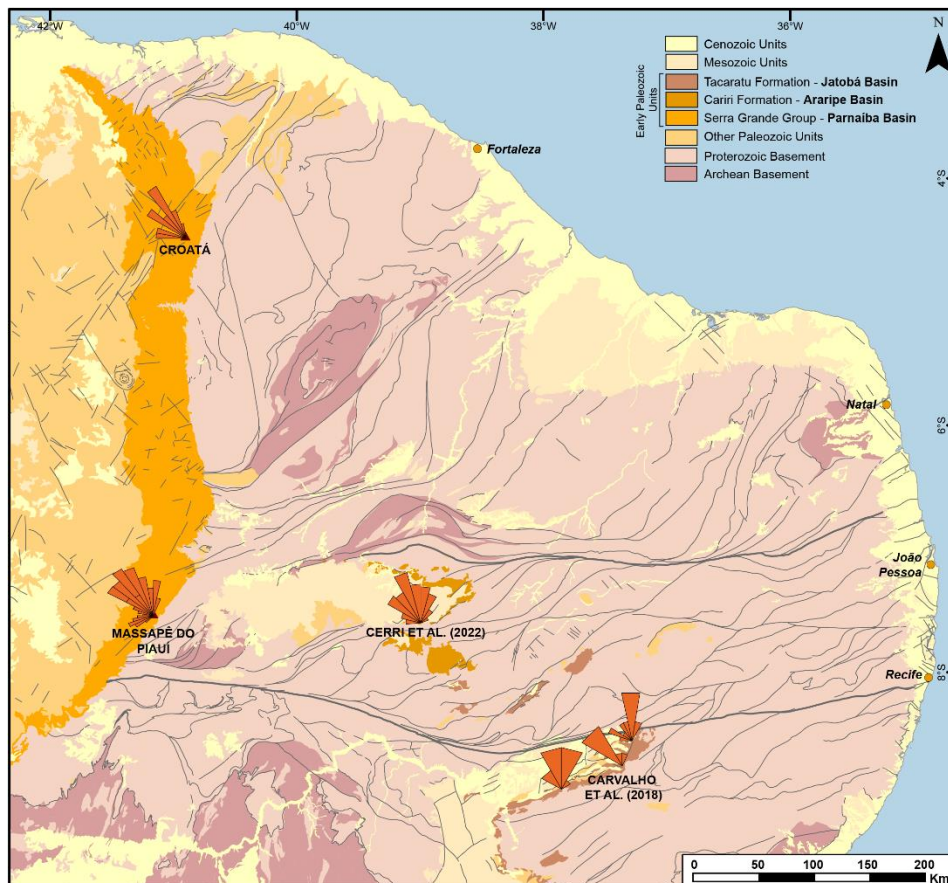


Figure 14: Geological map of the northeast region of Brazil with rose diagrams indicating the paleoflow within the Jaicós Formation in the Parnaíba Basin, the Cariri Formation in the Araripe Basin, and the Tacaratu Formation in the Tucano Basin.

6 CONCLUSIONS

The high-resolution facies and architectural analyses associated with the construction of VOMs help to better understand and integrate field data with a better three-dimensional sense of the area.

The paleohydrological estimations also contributed to the possibility of The Jaicós Formation being a big river. The parameters as macroforms with cross-strata from 4.8 m thickness, width:depth ratio majority of 33, and the composition and size of the grains, contribute to this. Also, the paleoreconstruction shows the connection of basins with a big paleodrenage area with the main paleo flow towards NNW.

Surely we cannot affirm that the Jaicós is a big river with a small study area, despite the paleohydrology estimations supporting the idea. Detailed studies on the provenience of conglomerates and sandstones within the Jaicós Formation are required and encouraged in this paper for a better understanding of possible source and drainage areas. These data would provide important parameters that would define whether the Jaicós Formation is or not a big river, beyond the sedimentological data presented here. It is important to enlarge the study area to other regions and get other parameters that could contribute to this hypothesis, like a provenience study.

REFERENCES

- Allen, J.R.L., 1963. Henry Clifton Sorby and the sedimentary structures of sands and sandstones in relation to flow conditions. *Geologie en Mijnbouw* 42, 223–228.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33, 237–293.
- Arai, M., 2006. Revisão estratigráfica do cretáceo inferior das bacias interiores do nordeste do Brasil. *Geociências* 25 (1), 7–15 São Paulo, UNESP.
- Assis, A.P., Porto, A.L., Schmitt, R.S., Linol, B., Medeiros, S.R., Martins, F.C., Silva, D.S., 2019. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 95, 102241. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102241>.
- Assine, M.L., 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 22 (3), 289–300.
- Assine, M.L., 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 24 (4), 223–232.
- Assine, M.L., 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 371–389.
- Ashmore, P., 1993. Anabanch confluence Knetics and sedimentation processes in gravel-braided streams. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 75, 129-146.
- Ashworth PJ, Lewin J., 2012. How do big rivers come to be different? *Earth Sci Rev* [serial on the Internet]; 114(1-2):84-107. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.003>
- Attal, M., AND Lave', J., 2009, Pebble abrasion during fluvial transport: experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers: *Journal of Geophysical Research*, v.114, F04023, doi: 10.1029/2009JF001328.
- Atkinson, C.D., McGowen, J.H., Bloch, S., Lundell, L.L., Trumbly, P.N., 1990. Braidplain and deltaic reservoir, Prudhoe Bay Field, Alaska. In: Barwis, J.H., McPherson, J.G., Studlick, J.R.J. (Eds.), *Sandstone Petroleum Reservoir*. Springer, New York, pp. 7–29. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4613-8988-0_2.
- Batista, Z.V., Valença, L.M.M., Silva, S.M.A., Neumann, V.H., Santos, C.A., Fambrini, G.L., 2012. Análise de Fácies da Formação Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil *Estud. Geol.* 22, 2.
- Bear, J., 1988. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Courier Corporation.

- Bhatty, S., 2017. The uses of Virtual Outcrops in Reservoir Modelling of Fluvial Systems. The uses of Virtual Outcrops in Reservoir Modelling of Fluvial Systems. A Case Study Review. University of Aberdeen, pp. 1–115.
- Bigarella, J. J. 1973. Geology of the Amazon and Parnaíba basins. In: *The South Atlantic*, Springer, Boston: 25-86.
- Bradley, R.W., Venditti, J.G., 2017. Reevaluating dune scaling relations. *Earth-Sci. Rev.* 165, 356–376. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.11.004>.
- Braun, O.P.G., 1966. Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). DNPM/DGM. Rio de Janeiro, 75 p. (Boletim 236).
- Bridge, J.S., 1997. Thickness of sets of cross strata and planar strata as a function of formative bed-wave geometry and migration, and aggradation rate. *Geology* 25 (11), 971–974. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0971:TOSOCS>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0971:TOSOCS>2.3.CO;2).
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell, Oxford (489 pp.).
- Bridge, J. S., 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication, v. 84, p. 85-70.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics* 1, 495–510.
- Caputo, M.V., Lima, E.C., 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande–Bacia do Parnaíba. *Anais 33º Congresso Brasileiro de Geologia* vol. 8 pp. 740–753 (Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil).
- Cerri, R.I., Warren, L.V., Varejao, F.G., Marconato, A., Luvizotto, G.L., Assine, M.L., 2020. Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis. *J. S. Am. Earth Sci.* 101, 102625.
- Cerri, R.I., Warren, L.V., Spencer, C.J., Varejão, F.G., Promenzio, P., Luvizotto, G.L., Assine, M.L., 2022. Using detrital zircon and rutile to constrain sedimentary provenance of Early Paleozoic fluvial systems of the Araripe Basin, Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 116, 103821. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103821>.
- Clarke, R.H., 1979. Reservoir properties of conglomerates and conglomeratic sandstones. *AAPG Bull.* 63, 799–803.
- Carrivick, J.L., Smith, M.W., Quinsey, D.J., 2016. *Structure from Motion in the Geosciences*. Wiley Blackwell, Oxford, p. 210.
- Carvalho, R. R., Neumann, V. H., Fambrini, G. L., Assine, M. L., Vieira, M. M., da Rocha, D. E. G. A., Ramos, G. M. S. 2018. The basal siliciclastic Silurian-Devonian Tacaratu

formation of the Jatobá basin: Analysis of facies, provenance and palaeocurrents. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 94-106.

Caputo, M.V. & Crowell, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 96:1020-1036

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B.D., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B., 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência. Técnica. Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo* 14 pp. 1–70.

Cowan, E.J, 1991. The large-scale architecture of fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Upper Jurassic), San Juan Basin, New Mexico, in: Miall, A.D., Tyler, N (Orgs),. P.80-93.

Daly, M.C., Fuck, R.A., Julià, J., Macdonald, D.I., Watts, A.B., 2018. Cratonic basin formation: a case study of the Parnaíba Basin of Brazil. In: Daly, M.C., Fuck, R.A., Julià, J., Macdonald, D.I., Watts, A.B. (Eds.), *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. Geological Society of London, Special Publications 472, pp. 1–15.

Fielding, C.R., 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190, 227–240.

Fielding, C.R., 2007. Sedimentology and stratigraphy of large river deposits: recognition in the ancient record, and distinction from “incised valley fills. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley & Sons, pp. 97–114.

Fielding, C. R.; Ashworth, P. J.; Best, J. I.; Prokocki, E. W.; Sambrook Smith, G. H., 2012. Tributary, distributary and other fluvial patterns: what really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology*, v. 261-262, p. 15-32.

Ghazi, S., Mountney, N.P., 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sediment. Geol.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.08.002>.

Ghinassi, M., Ielpi, A., 2017. Precambrian snapshots: Morphodynamics of torridonian fluvial braid bars revealed by three-dimensional photogrammetry and outcrop sedimentology. *Sedimentology* 65 (2), 492–516. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12389>.

Grahn, Y., Melo, J.H.G., Steemans, P., 2005. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande group (Silurian-Lower devonian), Parnaiba basin, northeast Brazil. *Revista española de micropaleontología* 37 (2), 183-204.

Ghignone, J.I. 1972. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In CONGR. BRÁS. GEOL., 26, Belém, 1972. Anais... Belém, SBG, v.3, p. 21-28.

Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras 8, 57–67. Hartley, A. J.; Weissmann, G. S.; Nichols, G. J.; Warwick, G. L., 2010a. Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, n. 2, p. 167-183.

Hartley, A. J.; Weissmann, G. S.; Nichols, G. J.; Scuderi, L. A., 2010b. Reply Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology*, v. 38, <http://dx.doi.org/10.1130/G31588Y.1>.

Hovius, N., 1998. Controls on sediment supply by large rivers. In: Shanley, K. W.; McCabe, P. J. (Eds.), *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks. SEPM Special Publication*, v. 59, p. 3-16.

Lawton, T.F., 2014. Small grains, big rivers, continental concepts. *Geology* 42, 639–640

Latrubesse, E.M., 2008. Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101:130–145

Latrubesse, E. M., 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: a potential who's wholl in the geological record. *Earth-Science Reviews*, v. 146, p. 1-30.

Leclair, S.F., Bridge, J.S., 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *J. Sediment. Res.* 71 (5), 713–716. <http://dx.doi.org/10.1306/2DC40962-0E47-11D7-8643000102C1865D>.

Lewin, J., Brewer, P.A., 2002, Laboratory simulation of clast abrasion: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 27, p. 145–164, doi:10.1002/esp.306.

Manna, M.O., dos Santos Scherer, C.M., Bállico, M.B., dos Reis, A.D., Moraes, L.V., Ferrari, L.A.B., Roisenberg, H.B., de Oliveira, V.G., 2021. Changes in fluvial architecture induced by discharge variability, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba Basin, Brazil. *Sediment. Geol.* 420, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105924>.

Mabesoone, J. M. 1977. Paleozoic-Mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão syncline (Brazil): geological history of a sedimentary basin. *Sedimentary Geology*, 19: 7-38.

Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis Applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22, 261–308.

Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis Applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22, 261–308.

Miall, A.D., 1987. Recent developments in the study of fluvial facies models. In: Ethridge, F.G., Flores, R.M., Harvey, M.D. (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology. SEPM Special Publication* 39, pp. 1–9 (Tulsa, OK).

Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin (582 pp.).

Miall, A.D. and Jones, B.G., 2003. Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 531–545.

Miall, A.D., 2006. How do we identify big rivers? And how big is big? *Sedimentary Geology* 186, 39–50. Miall, A.D., 2010. Alluvial deposits. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4*. GEO text 6, St. John's, Newfoundland, p. 572.

Miller, E.L., Soloviev, A.V., Prokopiev, A.V., Toro, J., Harris, D., Kuzmichev, A.B., and Gehrels, G.E., 2013, Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea: *Gondwana Research*, v. 23, p. 1631–1645, doi:10.1016/j.gr.2012.08.015.

Oliveira, D.C., Mohriak, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 20, 351–383.

Parker, G., 1991. Selective sorting and abrasion of river gravel, 1: theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 117, p. 131–149.

Ponte, F.C., 1992. Origem e evolução das pequenas bacias cretácicas do interior do Nordeste do Brasil. In: UNESP/IGCE, *Simpósio sobre Bacias Cretácicas Brasileiras*, 2. Resumos Expandidos, Rio Claro, pp. 55–58 1992.

Potter, P.E., 1978. Significance and origin of big rivers. *Journal of Geology* 86, 13–33.

Røe, S.L., 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. *Sedimentology* 34, 89–101.

Roisenberg, H.B.; Bállico, M.B.; Guadagnin, F.; Manna, M.O.; Souza, E.G., 2022. Digital Outcrop Models Applied to high-resolution stratigraphy in braided fluvial systems: a study case at Jaicós formation in Parnaíba basin, ne Brazil. *Journal OF South American Earth Sciences*, 119.

Rust, B.R., Jones, B.G., 1987. The Hawkesbury Sandstone south of Sydney, Australia: Triassic analogue for the deposit of a large, braided river. *J. Sediment. Petrol.* 57, 222–233.

Smith, S.A., 1990. The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sediment. Geol.* [http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90035-R](http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(90)90035-R).

Souza-Lima, W., Borba, C., Rancan, C.C., Cangussu, L.P., Costa, M.N.C., Santos, M.R.F. M., Ribas, N., Pierini, C., Bezerra, C.P.V., 2014. Formação ao Karapoto - uma nova unidade estratigráfica paleozóica na Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 22, 83–112.

Szatmari, P., Batista, J., Francolin, L., Zanotto, O., Wolff, S., 1987. Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17 (2), 180–188

Tandon, S.K., Sinha, R., 2007. Geology of large rivers. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley & Sons, pp. 7–28.

Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology* 36 (4), 513–530. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb02083.x>.

Tozer, B., Watts, A.B., Daly, M.C., 2017. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth* 122, 5591–5621.

Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15, 253–263.

Viana, C.D., Grohmann, C.H., dos Santos Toledo Busarello, M., Garcia, G.P.B., 2018. Structural analysis of clastic dikes using structure from motion - multi-view stereo: A case-study in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Braz. J. Geol.* 48 (4), 839–852. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201800201898>.

Weber, K.J., Geuns, L.C., 1990. Framework for Constructing Clastic Reservoir Simulation Models, Vol. Omega. pp. 109–118. [http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062\(91\)92690-z](http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062(91)92690-z), 19582.

Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Nichols, G. J.; Scuderi, L. A.; Olson, M.; Buehler, H.; Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, v. 38, n. 1, p. 39-42.

Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Nichols, G. J.; Scuderi, L. A.; Olson, M.; Buehler, H.; Massengill, L., 2011. Alluvial facies distributions in continental sedimentary basins — distributive fluvial systems. In: North, C., Davidson, S., Leleu, S. (Eds.) *Rivers to Rocks*. SEPM Special Publication, v. 97, p. 327-355.

Wizevich, M.C., 1992. Sedimentology of Pennsylvanian quartzose sandstones of the Lee Formation, central Appalachian Basin: fluvial interpretation based on lateral profile analysis. *Sedimentary Geology* 78, 1–47.

Wizevich, M.C., 1993. Depositional controls in a bedload-dominated fluvial system: internal architecture of the Lee Formation, Kentucky. *Sedimentary Geology* 85, 537–556.

Xu, J.X. (2002) Implication of relationships among suspended sediment size, water discharge and suspended sediment concentration: the Yellow River basin, China. *Catena*, 49, 289–307

REFERÊNCIAS

AGISOFT. *Agisoft Metashape User Manual: Professional Edition, Version 1.5*. [S.l.], 2019. 145 p. Disponível em: <https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro>

ANDRADE, ANDERSON S., FARIA, ÊNIO F., GOMES, MARCO A., SILVA, ADERALDO S. Aquífero Serra Grande: Uso da Água e Forma de Exploração. **Anais XXXII Congresso Brasileiro de Eng. Agrícola**. 2003.

ALLEN, JONH.R.L. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (l. devonian), welsh borders. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 33, n. 4, p. 237-293, jan. 1983. Elsevier BV.

ASSINE, M.L. Paleocorrentes e Paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. [S.L.], v. 24, p. 223-232, dez. 1994.

ASSIS, A.P.; PORTO, A.L.; SCHMITT, R.s.; LINOL, B.; MEDEIROS, S.R.; MARTINS, F. CORREA; SILVA, D.s.. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 95, p. 102241, nov. 2019. Elsevier BV.

BHATTY, SHAW. The uses of Virtual Outcrops in Reservoir Modelling of Fluvial Systems . A Case The uses of Virtual Outcrops in Reservoir Modelling of Fluvial Systems. A Case Study Review A final project submitted in part fulfilment for the degree of master of Science i. 1–115 p. Tese (Doutorado) — University of Aberdeen, 2017.

BRITO, N.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G.; Fº, A. Thomaz. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. **Journal Of Geodynamics**, [S.L.], v. 1, n. 3-5, p. 495-510, dez. 1984. Elsevier BV.

BROOK, M., BEVAN, D., PREBBLE, C, WARWICK, G. RICHARDS, N. Thomaz. *Structure- from-Motion and electrical resistivity tomography evaluation of the Ohuka landslide, New Zeland*. **Geophysical Research Abstracts**, [S.L.], v. 19, n. 3-5, p. 108, dez. 2017. EGU General Assembly.

BURNHAM, Brian S.; HODGETTS, David. Quantifying spatial and architectural relationships from fluvial outcrops. **Geosphere**, [S.L.], v. 15, n. 1, p. 236-253, 20 dez. 2018. Geological Society of America.

CARVALHO, Rizelda Regadas de; NEUMANN, Virgínio Henrique; FAMBRINI, Gelson Luis; ASSINE, Mário Luis; VIEIRA, Marcela Marques; ROCHA, Donaldson Eliézer Guedes Alcoforado da; RAMOS, Germano Mário Silva. The basal siliciclastic Silurian-Devonian Tacaratu formation of the Jatobá basin: analysis of facies,

provenance and palaeocurrents. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 88, p. 94-106, dez. 2018. Elsevier BV.

CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande-Bacia do Parnaíba. In: *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*. [S.l.: s.n.], 1984.

CAROZZI, A. V., FALKENHEIN, F. U. M., CARNEIRO, R. G., ESTEVES, R. P., CONTREIRAS, C. J. A. 1975. *Análise ambiental e evolução tectônica sin sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão*. **Série Ciência-Técnica-Petróleo**, [S.L.], v.1, n. 7, p. 48-55,abr. 1975. Petrobras-CENPES,.

CARRIVICK, J. L.; SMITH, M. W.; QUINSEY, D. J. *Structure from Motion in the Geosciences*. Oxford: Wiley Blackwell, 2016. 210 p. ISBN 9781118895849.

CHESLEY, J.T.; LEIER, A.L.; WHITE, S.; TORRES, R.. Using unmanned aerial vehicles and structure-from-motion photogrammetry to characterize sedimentary outcrops: an example from the morrison formation, utah, usa. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 354, p. 1-8, jun. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.03.013>.

CLARK, J. D., PICKERING, K. T. Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. , [S.L.], v. 80, p. 194-221, jun. 2018. AAPG

DALY, M. C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B.. Cratonic basin formation: a case study of the parnaíba basin of brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, [S.L.], v. 472, n. 1, p. 1-15, 2018. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp472.20>.

ENGE, Håvard D.; BUCKLEY, Simon J.; ROTEVATN, Atle; HOWELL, John A.. From outcrop to reservoir simulation model: workflow and procedures. **Geosphere**, [S.L.], v. 3, n. 6, p. 469, 2007. Geological Society of America.

FABUEL-PEREZ, Ivan; HODGETTS, David; REDFERN, Jonathan. A new approach for outcrop characterization and geostatistical analysis of a low-sinuosity fluvial-dominated succession using digital outcrop models: upper triassic oukaïmeden sandstone formation, central high atlas, morocco. **Aapg Bulletin**, [S.L.], v. 93, n. 6, p. 795-827, jun. 2009. American Association of Petroleum Geologists AAPG/Datapages.

FABUEL-PEREZ, I.; HODGETTS, D.; REDFERN, J.. Integration of digital outcrop models (DOMs) and high resolution sedimentology – workflow and implications for geological modelling: oukaïmeden sandstone formation, high atlas (morocco). **Petroleum Geoscience**, [S.L.], v. 16, n. 2, p. 133-154, 16 abr. 2010. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/1354-079309-820>.

FIELDING, Christopher R.; ALLEXANDER, ALEXANDER, Jan; GIBLING, Martin R. Sedimentary Facies from Ground-Penetrating Radar Surveys of Modern, Upper Burdekin River of North Queensland, Australia. **Geology**, [S.L.], v. 37, n. 7, p. 623-626, jul. 1993. Geological Society of America.

FIELDING, Christopher R.; ALLEN, Jonathan P.; ALEXANDER, Jan; GIBLING, Martin R.. Facies model for fluvial systems in the seasonal tropics and subtropics. **Geology**, [S.L.], v. 37, n. 7, p. 623-626, jul. 2009. Geological Society of America.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, p. 57–67, 1994. Petrobras-CENPES.

GRAHN, Y.; MELO, J.; STEEMANS, P. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil. *Revista española de micropaleontología*, v. 37, n. 2, p. 183–204, 2005. ISSN 0556-655X.

HODGETTS, David. Laser scanning and digital outcrop geology in the petroleum industry: a review. **Marine And Petroleum Geology**, [S.L.], v. 46, p. 335-354, set. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.014>.

HODGETTS, David; REDFERN, Jonathan. A new approach for outcrop characterization and geostatistical analysis of a low-sinuosity fluvial-dominated succession using digital outcrop models: upper triassic oukaimeden sandstone formation, central high atlas, morocco. **Aapg Bulletin**, [S.L.], v. 93, n. 6, p. 795-827, jun. 2009. American Association of Petroleum Geologists AAPG/Datapages.

HOWELL, J.A.; MARTINIUS, A. W.; Good, TR. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. In: MARTINIUS, A.W.; Howell, J.A.; [S.L.], v. 3, n. 10, p. 1-25, 2014. Geological Society of London.

KEGEL, W. *Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba*. Rio de Janeiro, 1953.48p.

LABOURDETTE, Richard; JONES, Richard R.. Characterization of fluvial architectural elements using a three-dimensional outcrop data set: escanilla braided system, south-central pyrenees, spain. **Geosphere**, [S.L.], v. 3, n. 6, p. 422, 2007. Geological Society of America.

LEWIS, K. D. et al. Fluvial architecture of the Burro Canyon Formation using UAV-based photogrammetry and outcrop-based modeling: implications for reservoir performance, Rattlesnake Canyon, southwestern Piceance Basin, Colorado. *The Sedimentary Record*, v. 16, n. 3, p. 4–10, 2018. ISSN 15438740.

MARQUES, Ademir; HOROTA, Rafael Kenji; SOUZA, Eniuce Menezes de; KUPSSINSKÜ, Lucas; ROSSA, Pedro; AIRES, Alysson Soares; BACHI, Leonardo; VERONEZ, Mauricio Roberto; GONZAGA, Luiz; CAZARIN, Caroline Lessio. Virtual and digital outcrops in the petroleum industry: a systematic review. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 208, p. 103260, set. 2020. Elsevier BV.

MANNA, Monica Oliveira; SCHERER, Claiton Marlon dos Santos; BÁLLICO, Manoela Bettarel; REIS, Adriano Domingos dos; MORAES, Lucas Vargas; FERRARI, Lorenza Augusta Belitzki; ROISENBERG, Henrique Berger; OLIVEIRA, Victor Gualberto de. Changes in fluvial architecture induced by discharge variability, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 420, p. 105924, jul. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105924>.

MIALL, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13: 1-62.

MIALL, A. D. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 1984. ISSN 00128252.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis Applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 1985. ISSN 00128252.

MIALL, A. D. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta formation (lower jurassic), Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, v. 55, n. 3-4, 1988. ISSN 00370738.

MIALL, A. D. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. [S.l.: s.n.], 1996. ISBN 354059186

Miall, A.D. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: Paola, C., Kleinspehn, K. L. (Eds.), *New perspectives in basin analysis*. 1998. Springer, . 67-81.

MIALL, A. D. 2010. *The geology of stratigraphic sequences*. Springer, Berlin, 522 p.
MITTEN, A. J. et al. Depositional conditioning of three dimensional training images: Improving the reproduction and representation of architectural elements in sand-dominated fluvial reservoir models. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier, v. 113, n. August 2019, p. 104156, 2020.

NESBIT, P. R., DURKIN, P. R., CHRISTOPHER, H., STEPHEN, M. 3-D stratigraphic mapping using a digital outcrop model derived from UAV images and structure-from-motion photogrammetry. *Geosphere*, v. 14, n. 6, p. 2469–2486, 2018. ISSN 1553040X.

NICHOLS, G. Rivers and Alluvial Systems. In: *Sedimentology and Stratigraphy*. [S.l.: s.n.], 2009. ISBN 978-1-4051-3592-4.

OLIVEIRA, Diógenes Custódio de; MOHRIAK, Webster Ueipass. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the parnaíba interior sag basin, northern brazil. **Marine And Petroleum Geology**, [S.L.], v. 20, n. 3-4, p. 351-383, mar. 2003. Elsevier BV.

PRINGLE, J. K. WESTERMAN, A.R. HODGETTS, D. HODGSON, D.M. A novel technique integrating digital photogrammetry with geological and geophysical data to acquire 3D architectures at Alport Castles , Derbyshire, UK. *BSRG Annual Conference*, n. May 2015, p. 2–3, 1999.

PRINGLE, J.K., HOWELL, J.A., HODGETTS, D., WESTERMAN, A.R., HODGSON, D.M., 2006. Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. First Break. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 208, p.34-48, set. 200

PLUMMER, P. D.. Geossincline do Parnaíba. **Conselho Nacional do Petróleo**. [S.L.], v. 208, p.87-4, 1946.

PUIG, Josep M.; CABELLO, Patricia; HOWELL, John; ARBUÉS, Pau. Three-dimensional characterisation of sedimentary heterogeneity and its impact on subsurface flow behaviour through the braided-to-meandering fluvial deposits of the Castissent Formation (late Ypresian, Tremp-Graus Basin, Spain). **Marine And Petroleum Geology**, [S.L.], v. 103, p. 661-680, maio 2019. Elsevier BV.

READING, H.G. **Sedimentary Enviroments: Process, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science, 688p. 1996.

SCHERER, C. M. S. Ambientes Fluviais. In: PEDREIRA, A. J. V. et al. (Ed.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. [S.I.]: Beca, 2008. p. 102–131.

SMALL, H. Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. **Boletim da Inspetoria de Obras contra as secas**. v. 1, p. 34-62, 1914.

TAVANI, S.; GRANADO, P.; CORRADETTI, A.; GIRUNDO, M.; IANNACE, A.; ARBUÉS, P.; MUÑOZ, J.A.; MAZZOLI, S.. Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: an example from the khaviz anticline (iran). **Computers & Geosciences**, [S.L.], v. 63, p. 44-53, fev. 2014. Elsevier BV.

TAVANI, Stefano; CORRADETTI, Amerigo; BILLI, Andrea. High precision analysis of an embryonic extensional fault-related fold using 3D orthorectified virtual outcrops: the viewpoint importance in structural geology. **Journal Of Structural Geology**, [S.L.], v. 86, p. 200-210, maio 2016. Elsevier BV.

VASCONCELOS, M. B., GONZAGA, N., TOKUNAGA, L., TUPINAMBÁ, M. K. *Histórico das perfurações de poços tubulares do Estado do Piauí*. Revista de Geologia, v. 27, n. 2 p. 111-126, 2014

VAZ, P. T., REZENDE, N. G. A. M., WANDERLEY FILHO, J. R., TRAVASSOS, W. S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 15(2): 253-263. Petrobras

WALKER, R. G., JAMES, N.P. Response to Sea Level Changes. **Geology Association Canada**. [S.L.], v. 23, p. 195-218. 1992.

Xueming; AIKEN, Carlos L. V.; BHATTACHARYA, Janok P.; CORBEANU, Rucsandra M.; NIELSEN, Kent C.; MCMECHAN, George A.; ABDELSALAM, Mohamed G.. Creating virtual 3-D outcrop. **The Leading Edge**, [S.L.], v. 19, n. 2, p. 197-202, fev. 2000. Society of Exploration Geophysicists

