

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ARQUITETURA DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE
SEQUÊNCIAS EM ALTA RESOLUÇÃO DO SISTEMA
ÉOLICO, FLUVIAL E MARINHO RASO DA FORMAÇÃO
PIAUI, CARBONÍFERO DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

LUCAS VALADARES VIEIRA

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Volume I

Porto Alegre –2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ARQUITETURA DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE
SEQUÊNCIAS EM ALTA RESOLUÇÃO DO SISTEMA
ÉOLICO, FLUVIAL E MARINHO RASO DA FORMAÇÃO
PIAUI, CARBONÍFERO DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

LUCAS VALADARES VIEIRA

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Juliano Kuchle – Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina – Instituto de Geociências,
Universidade do Vale dos Sinos

Dr. Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia – Petrobras

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção do
título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre –2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vieira, Lucas Valadares

Arquitetura de fácies e estratigrafia de sequências em alta resolução do sistema eólico, fluvial e marinho raso da Formação Piauí, Carbonífero da Bacia do Parnaíba, Brasil. / Lucas Valadares Vieira. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017.
[50 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Estratigrafia de Sequências. 2. Eólico. 3. Fluvial. 4. Bacia do Parnaíba. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

RESUMO

A Formação Piauí registra a deposição de um sistema eólico, fluvial e marinho raso acumulado em uma bacia de sinéclise intracratônica. A caracterização das associações de fácies e do arcabouço estratigráfico foi feita através de uma descrição detalhada das fácies sedimentares e levantamento de perfis de afloramentos. As fácies foram classificadas de acordo com a textura dos grãos (tamanho e seleção) e estruturas sedimentares observadas. Medidas de paleocorrentes foram feitas nas estratificações e laminações cruzadas. Os perfis foram medidos na escala 1:50 em locais com boa exposição vertical. Seis associações de fácies foram reconhecidas, dunas e interdunas eólicas, lençóis de areia eólicos, canais fluviais, canais fluviais influenciados por maré, *shoreface* superior e *shoreface* inferior. Através da correlação das superfícies estratigráficas as associações de fácies foram organizadas em tratos de sistema, que formaram oito sequências deposicionais de alta frequência, delimitados por discordâncias subaéreas. Estas sequências são compostas por um trato de sistemas de nível baixo (TSNB), que é dominado por sistemas eólicos ou fluviais, um trato de sistemas transgressivo (TST), que é formado por canais fluviais influenciados por maré e/ou depósitos de *shoreface* superior e inferior com empilhamento retrogradacional, e um trato de sistemas de nível alto (TSNA), que é formado por depósitos de *shoreface* superior e inferior com empilhamento progradacional. Duas sequências deposicionais de mais baixa frequência foram determinadas ao observar o empilhamento das sequências de alta frequência. Ambas as sequências são formadas por uma regressão inicial seguida por uma transgressão progressiva. O principal controle das variações no nível relativo do mar durante a acumulação da Formação Piauí foi glacio-eustático. Contudo, mudanças climáticas estavam associadas com as fases glacio-eustáticas e influenciaram a deposição eólica e fluvial.

Palavras-chave: Estratigrafia de sequências, rochas sedimentares, Pensilvaniano, Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

The Piauí Formation records the deposition of aeolian, fluvial and shallow marine systems accumulated in a cratonic sag basin. Characterization of the facies associations and sequence stratigraphic framework was done by detailed description of sedimentary facies and logging of outcrops. The facies were classified based on grain texture (size and selection) and sedimentary structures observed. Paleocurrent orientations were measured from cross-strata. Stratigraphic sections were measured at a 1:50 scale at outcrops with good vertical exposure. Six facies associations were recognized: aeolian dunes and interdunes, aeolian sandsheets, fluvial channels, tidally-influenced fluvial channels, upper shoreface and lower shoreface. Through correlation of stratigraphic surfaces the facies associations were organized in system tracts, which formed eight high frequency depositional sequences, bounded by subaerial unconformities. These sequences are composed of a lowstand system tract (LST), that is aeolian-dominated or fluvial-dominated, a transgressive system tract (TST) that is formed by tidally-influenced fluvial channels and/or upper and lower shoreface deposits with retrogradational stacking, and a highstand system tract (HST), which is formed by lower and upper shoreface deposits with progradational stacking. Two low frequency cycles were determined by observing the stacking of the high frequency cycles. Both sequences are formed by an initial regression followed by a progressive transgression. The main control on sedimentation in Piauí Formation was glacioeustasy, which was responsible for the changes in relative sea level. Even though, climate changes were associated with glacioeustatic phases and influenced the aeolian and fluvial deposition.

Keywords: Sequence stratigraphy, Sedimentary rocks, Pennsylvanian, Parnaíba Basin

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução com os objetivos, o mapa de localização, a metodologia adotada, uma breve contextualização da Formação Piauí e da Bacia do Parnaíba e o estado da arte sobre o tema de pesquisa;
- b) Referências bibliográficas utilizadas no capítulo 1 desta dissertação;
- c) Artigo submetido à publicação em periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado.

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT	2
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	3
SUMÁRIO.....	4
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 Metodologia	7
1.2 Contexto Geológico	9
1.2.1 Evolução geotectônica	9
1.2.2 Sequências deposicionais.....	11
1.2.3 Formação Piauí.....	13
1.3 Estado da Arte	14
1.3.1 Superfícies estratigráficas	16
1.3.2 Tratos de sistema.....	19
2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	22
3 ARTIGO CIENTÍFICO	28

1 INTRODUÇÃO

Sistemas eólicos, fluviais e marinhos rasos são comuns em regiões costeiras, porém a maior parte dos estudos estratigráficos e sedimentológicos da literatura abordaram apenas as interações entre os sistemas eólico e marinho raso (Chan e Kocurek, 1988; Rodríguez-López et al., 2012, 2008; Strömbäck et al., 2005), ou eólico e fluvial (Mountney e Jagger, 2004; Mountney et al., 1999; Scherer e Lavina, 2006, 2005; Veiga et al., 2002). Alguns poucos estudos, entretanto, tratam da ocorrência dos três sistemas concomitantemente (Blakey et al., 1996; Jordan e Mountney, 2010, 2012, Wakefield e Mountney, 2013). Estes trabalhos abordam bacias tectonicamente ativas, e com um sistema marinho diferente do encontrado na Formação Piauí. Além disso possuem uma abordagem metodológica da estratigrafia de sequências diferente da definida por Catuneanu et al. (2011) e Zecchin e Catuneanu (2013).

Sendo assim, a Formação Piauí foi escolhida como alvo deste estudo por conter excelentes afloramentos no sul do Maranhão, no município de Alto Parnaíba (Fig. 1), expondo depósitos destes três sistemas deposicionais, com boa continuidade lateral e vertical permitindo o levantamento sistemático de perfis estratigráficos e sua correlação através da área. Além disto, esta unidade é pouco estudada (Ferreira, 2010; Lima Filho, 1991) e estes trabalhos se concentram na borda leste da bacia, a mais de 900 km de distância da área escolhida para este trabalho. Desta forma, os resultados deste trabalho visam também contribuir para o avanço do conhecimento sedimentológico e estratigráfico da Bacia do Parnaíba.

A partir disto os objetivos deste trabalho são: (1) caracterização e interpretação detalhada das distintas fácies e associações de fácies observadas na unidade; (2) reconhecimento das superfícies estratigráficas e estabelecimento de um arcabouço estratigráfico de alta resolução; (3) Identificar os principais controles na acumulação da Formação Piauí.

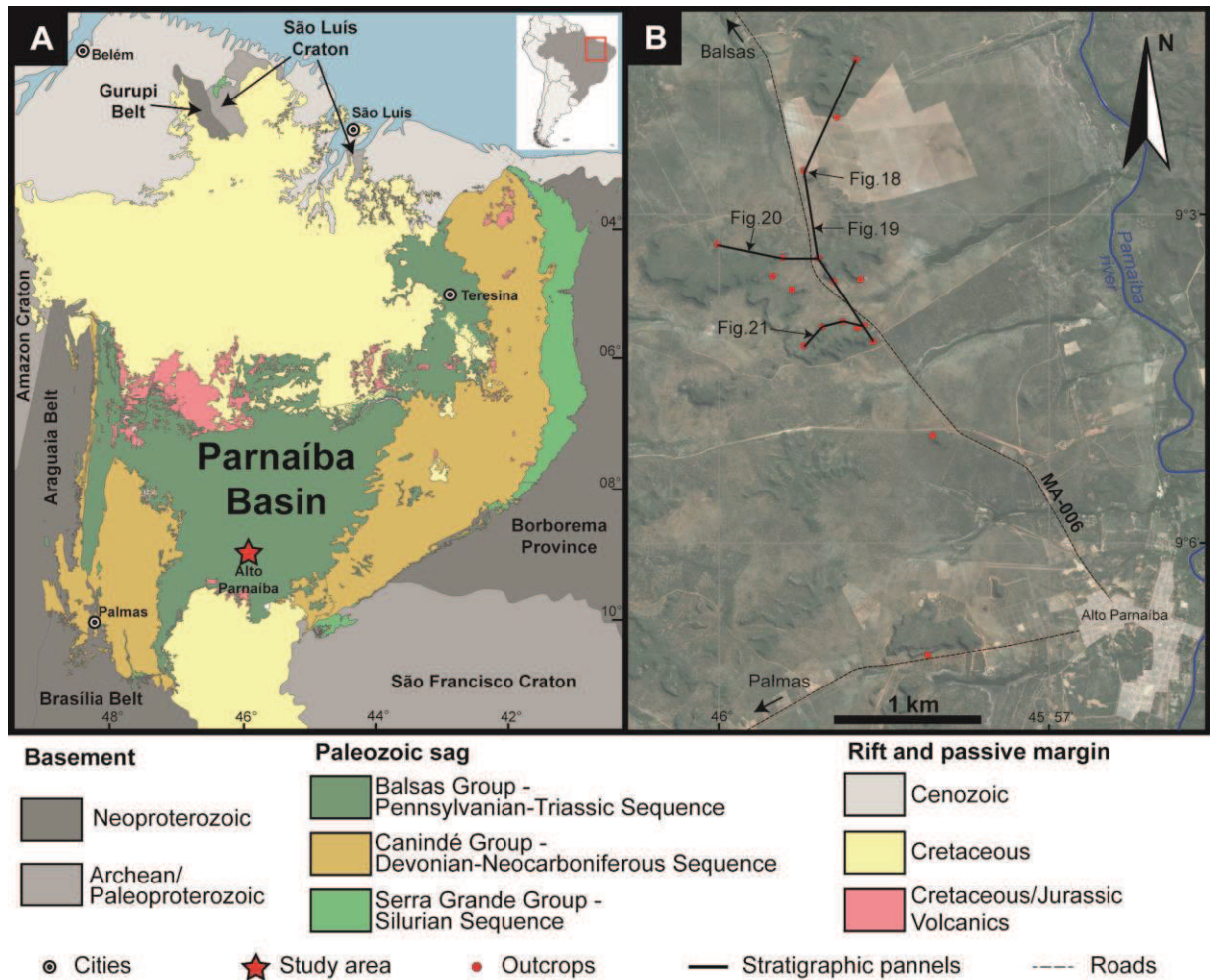


Figura 1: **A)** Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba e seu embasamento Pré-Cambriano (modificado de Schobbenhaus et al., 1984). **B)** Mapa de localização da área de estudo, apontando o posicionamento das principais figuras do artigo científico.

1.1 Metodologia

O desenvolvimento deste trabalho se deu em três etapas. Uma etapa pré-campo na qual foi feita a pesquisa bibliográfica sobre os temas relevantes, uma etapa de campo na qual foram executados os levantamentos estratigráficos e uma etapa pós-campo na qual esta dissertação foi escrita.

Os levantamentos bibliográficos realizados na etapa pré-campo abordaram a geologia regional da área de estudo e temas de sedimentologia e estratigrafia de sequências que serviram de base teórica para os levantamentos de campo e estão resumidos neste capítulo introdutório da dissertação. No levantamento da geologia regional buscou-se identificar o conhecimento atual sobre a evolução da Bacia do Parnaíba e a sedimentologia e estratigrafia da Formação Piauí. Já a pesquisa bibliográfica sobre sedimentologia e estratigrafia de sequências serviu de base para a confecção do artigo científico apresentado no final desta dissertação.

Na etapa de campo foram feitos os levantamentos estratigráficos de afloramentos da Formação Piauí. Estes levantamentos se constituíram da medição de seções colunares verticais, que foram registradas em gráficos nos quais o eixo vertical representa a espessura das camadas, medidas em escala 1:50, e o eixo horizontal representa a granulometria modal da rocha (Fig. 2). Adicionalmente alguns fotomosaicos foram confeccionados para uma análise da relação em 2D das arquiteturas dos corpos sedimentares. As rochas descritas foram divididas em fácies de acordo com a sua textura (tamanho de grão, seleção e composição), medidas de paleocorrentes e estruturas sedimentares (Walker, 1992). A nomenclatura das fácies é baseada no padrão de Miall (1977) com modificações pertinentes para a escala e diferentes sistemas deposicionais trabalhados.

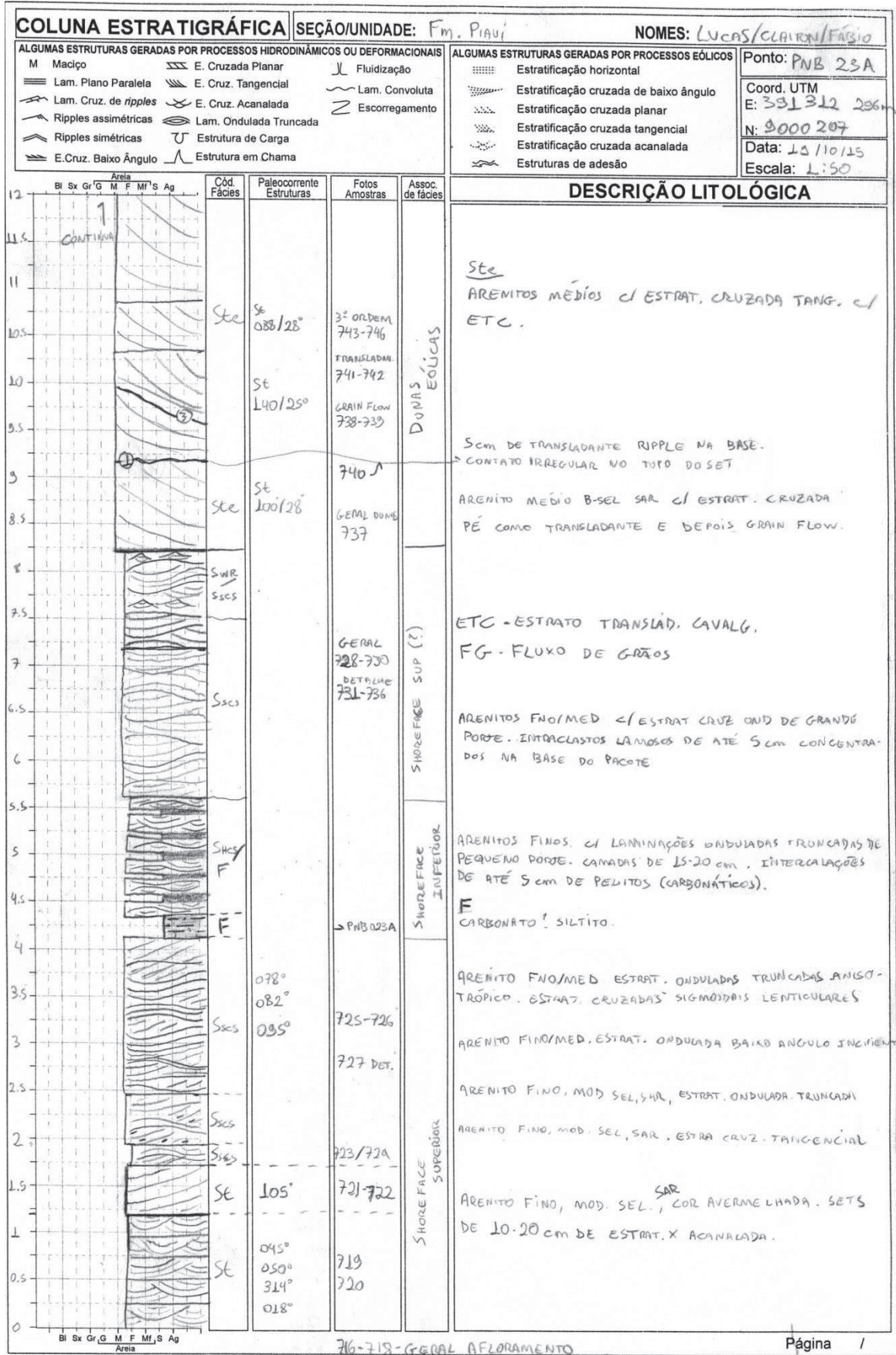


Figura 2: Exemplo da seção colunar levantada em campo.

1.2 Contexto Geológico

A Bacia do Parnaíba é uma sucessão sedimentar brasileira que aflora em cerca de 600 mil km² principalmente nos estados do Maranhão, Piauí e Tocantins (Góes e Feijó, 1994). Em seu depocentro suas rochas atingem uma espessura de 3.500 metros (Vaz et al., 2007). Seus limites são: a oeste com a Bacia do Amazonas (Arco de Tocantins), a norte com as bacias de São Luís e Barreirinhas (Arco Ferrer), a sul com a Bacia de São Francisco (Arco de São Francisco) e a leste com a Província Borborema (Della Fávera, 1990). A área de exposição da bacia não reflete a sua geometria original, que provavelmente ocupava uma área muito maior que os seus atuais limites erosivos (Della Fávera 1990, Góes 1995).

1.2.1 Evolução geotectônica

A Bacia do Parnaíba é constituída por uma sucessão sedimentar iniciada no Siluriano e encerrada no Cretáceo (Vaz et al., 2007), pontuado por dois eventos magmáticos (Thomaz Filho et al., 2000). Uma grande parte da deposição inicial da Bacia do Parnaíba é controlada pelos eventos tectônicos que a precederam (Milani e Zalán, 1999) e, portanto, serão abordados nesta seção em conjunto com os eventos ocorridos durante a deposição da bacia.

A Bacia do Parnaíba está sobrejacente a um embasamento pré-cambriano formado por quatro regiões cratônicas e as faixas dobradas que as cercam (Castro et al., 2014). Ao norte estão o cráton São Luís e a faixa dobrada Gurupi, a oeste está o cráton Amazônico e a sudeste o cráton São Francisco. Entre estes dois últimos crátons a bacia do Paranaíba recobre as faixas dobradas Araguaia e Brasília. A nordeste ainda está a província Borborema, formada por uma série de faixas de dobramentos paleoproterozóicos. Além dos quatro crátons e faixas dobradas aflorantes nas margens da bacia, é interpretada a existência de outro núcleo cratônico diretamente sob a bacia, por não ser aflorante esse cráton é reconhecido apenas a partir de dados geofísicos e é denominado Bloco Parnaíba (Cordani et al., 1984). Todas estas áreas estariam aglutinadas durante o Neoproterozóico, após as orogêneses do ciclo Brasileiro/Pan-Africano, que foram responsáveis pela construção do Gondwana Oeste (Cordani et al., 1984; Castro et al., 2014).

Em seguida a esta história compressiva, dois eventos de rifteamento são conhecidos precedendo o início da fase *sag* na qual a maior da parte da Bacia do Parnaíba é acumulada (Castro et al., 2014). A primeira fase de riftes tem uma orientação N-S, não é aflorante, e é interpretada a partir de dados geofísicos (Castro et al., 2014). O preenchimento destes riftes aparenta ser de rochas metamórficas de baixo grau identificadas em poços profundos (Cordani et al., 1984). O segundo evento tem uma orientação ENE-WSW, com uma curvatura para E-W em direção ao centro da bacia. Esta segunda fase de rifteamento formou grábens Cambro-Ordovicianos e correspondem ao evento de separação do Gondwana Oeste da Laurentia e Baltica (Oliveira e Mohriak, 2003). Estes riftes do Cambro-ordoviciano afloram na borda leste da Bacia do Parnaíba, e são denominados de Formação Jaibaras (Vaz et al., 2007).

Após estes eventos extensionais, o Gondwana Oeste passou por uma curta inversão das estruturas extensionais (Oliveira e Mohriak, 2003), seguida por um período de quiescência tectônica com subsidência associada com resfriamento e ajuste litostático (Castro et al., 2014). Durante esta fase foram depositadas as três primeiras sequências (Siluriana, Mesodevoniana-eocarbonífera e Neocarbonífera-eotriássica) da Bacia do Parnaíba. Estas sequências são separadas por discordâncias associadas a eventos orogênicos globais que influenciaram indiretamente a Bacia do Parnaíba. A discordância regional eodevoniana que limita as sequências Siluriana e Mesodevoniana-eocarbonífera é atribuída à orogênese caledoniana (Góes e Feijó, 1994). Esta orogênese é resultado da colisão dos blocos Baltica, Laurentia e Avalonia formando o continente Laurussia e com parte do Gondwana (Ford e Golonka, 2003). A discordância mesocarbonífera limita as sequências Mesodevoniana-eocarbonífera e Neocarbonífera-eotriássica e é atribuída a orogênese herciniana (Góes e Feijó, 1994). A Formação Piauí se deposita diretamente sobre esta discordância. As orogêneses herciniana/allegheniana foram responsáveis pela aglutinação da Laurussia com o Gondwana, formando o supercontinente Pangea (Golonka e Ford, 2000; Ford e Golonka, 2003).

A partir do final do Triássico, o contexto geotectônico da Bacia do Parnaíba passou a ser controlado por eventos extensivos e a quebra da Pangea e do Gondwana. O início da quebra do Pangea no Triássico foi marcado por extenso vulcanismo básico da Formação Mosquito (Thomaz Filho et al., 2000). Uma pequena fase de subsidência creditada ao peso destas vulcânicas levou a deposição da

Formação Pastos Bons (Góes e Feijó, 1994). Após isto, ocorre uma outra fase de vulcanismo com a ruptura do Gondwana no Cretáceo (Formação Sardinha) seguido a uma fase rifte na qual foi depositada a sequência Cretácea (Vaz et al., 2007).

1.2.2 Sequências deposicionais

A Bacia do Parnaíba é dividida em cinco sequências (Vaz et al., 2007). As três primeiras sequências foram depositadas num contexto de sinéclise intracratônica, enquanto as duas últimas estão associadas tectônica rifte responsável pela abertura do Atlântico Norte.

A Sequência Siluriana é a mais antiga, sendo representada pelo Grupo Serra Grande que é constituído das formações Ipu, Tianguá e Jaicós. Esta sequência representa um ciclo transgressivo-regressivo completo (Góes e Feijó, 1994). A discordância eodevoniana encerra este ciclo deposicional.

A Sequência Mesodevoniana-eocarbonífera é formada pelas rochas do Grupo Canindé (formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti). Esta sequência tem dois ciclos transgressivos e regressivos e é encerrada pela discordância mesocarbonífera.

A Sequência Neocarbonífera-eotriássica é delimitada pelas discordâncias mesocarbonífera e neotriássica. As rochas desta sequência são o Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Esta sequência representa um grande ciclo transgressivo e regressivo encerrado pela Orogenia Gonduanide (Milani e Zalán, 1999).

Complementando a divisão estratigráfica da Bacia do Parnaíba têm-se as sequências Jurássica e Cretácea. A Sequência Jurássica é composta somente pela Formação Pastos Bons e está posicionada acima das rochas vulcânicas da Formação Mosquito. O seu ambiente deposicional é interpretado como fluvio-lacustre (Vaz et al. 2007). A Sequência Cretácea é composta pelas formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru. Esta sequência já é completamente associada à abertura do oceano Atlântico, o que é evidenciado pelos mapas de isópacas (Góes, 1995) de suas unidades.

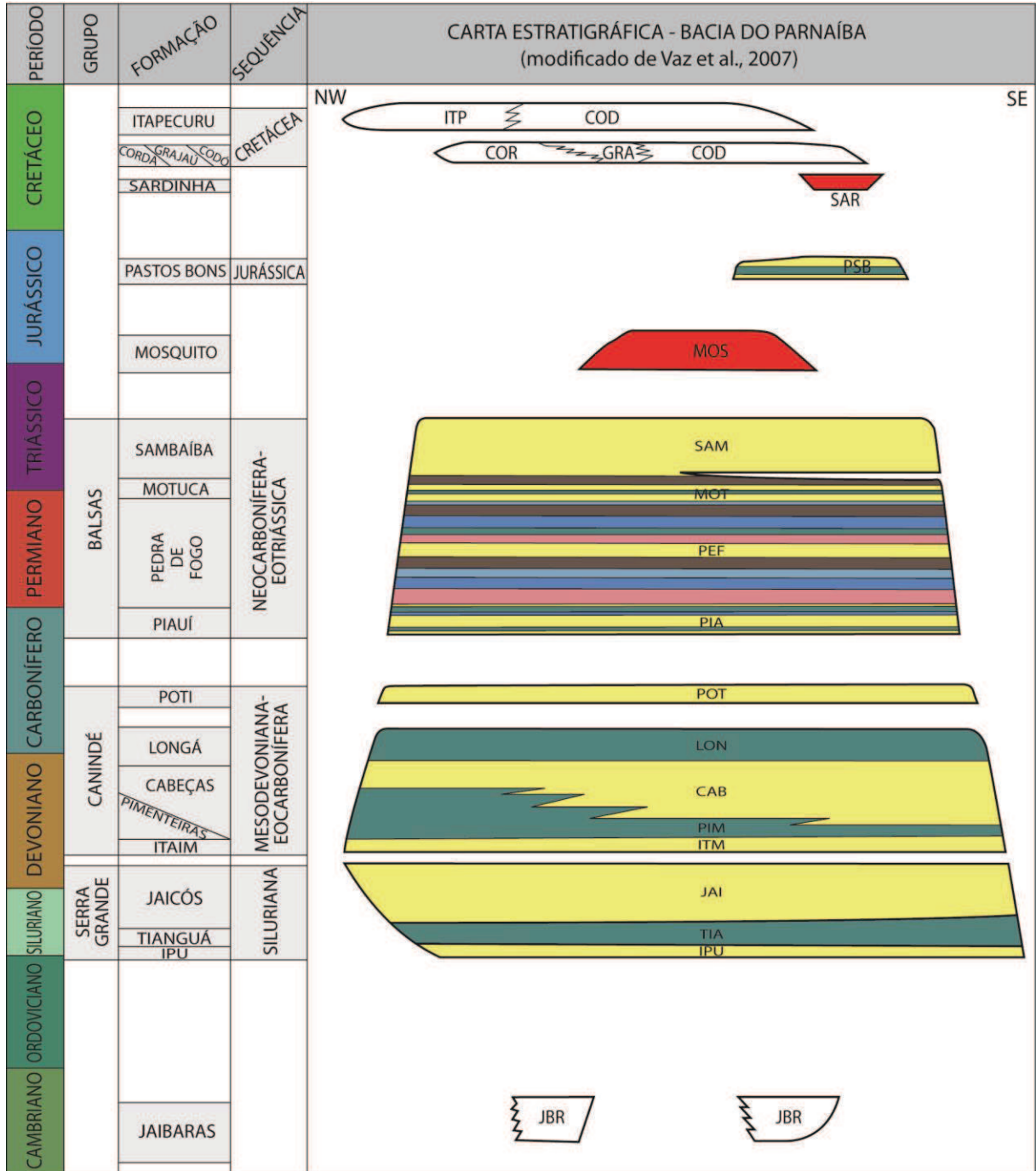


Figura 3: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Modificado de Vaz et al., 2007).

1.2.3 Formação Piauí

A Formação Piauí (Small, 1914) é litologicamente formado por arenitos avermelhados, fino a médio e bem selecionados, eventualmente conglomeráticos, com estratificações cruzadas de grande porte, folhelhos vermelhos e calcários esbranquiçados e finas camadas de sílex (Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). Esta unidade é datada no Pensilvaniano (Carbonífero), com idade máxima no Moscoviano a partir de datação relativa através de estudos palinológicos (Melo et al., 1998; Souza et al., 2010).

A Formação Piauí está posicionada entre as formações Poti e Pedra de Fogo. O contato basal com a Formação Poti é abrupto e marcado por uma discordância regional (Lima Filho, 1991; Vaz et al., 2007). O topo da Formação Poti é caracterizado por uma sucessão marinha e parálisa que passa abruptamente para a sedimentação continental da base da Formação Piauí (Ferreira, 2010; Lima Filho, 1991). A passagem para a Formação Pedra de Fogo se dá de forma gradativa e, portanto, é alvo de controvérsias na literatura sobre a posição do contato (Ferreira, 2010; Lima Filho, 1991), porém a posição mais aceita é na base da primeira camada de anidrita.

Os principais sistemas deposicionais reconhecidos na Formação Piauí são: sistema eólico (Ferreira, 2010; Góes, 1995; Lima Filho, 1991), sistema deltaico (Lima Filho, 1991), sistema fluvio-estuarino (Ferreira, 2010) e sistema marinho raso carbonático (Ferreira, 2010; Lima Filho, 1991). Lima Filho (1991) posiciona os sistemas eólicos na base da Formação Piauí, enquanto os sistemas marinhos rasos carbonáticos são encontrados do topo da unidade. Em análise de afloramentos ele não consegue posicionar os depósitos deltaicos em relação aos eólicos, porém em um dos poços descritos ele posiciona o sistema deltaico acima do sistema eólico, e abaixo do sistema marinho. Ferreira (2010) apresenta uma sucessão vertical de fácies distinta daquela proposta por Lima Filho (1991). a partir da descrição de poços, este autor propõem que a base da Formação Piauí é composta por um sistema fluvio-estuarino e o topo é formado por um sistema costeiro-eólico, com alternância de sistemas eólicos e depósitos de carbonatos, lamitos e arenitos interpretados como uma planície de Chévrier.

1.3 Estado da Arte

Tendo em vista a proposta deste trabalho, de contribuir com o conhecimento da sedimentologia e estratigrafia da Formação Piauí, a estratigrafia de sequências foi escolhida como a metodologia mais adequada para este fim. Sendo assim, faz-se necessário uma revisão dos conceitos utilizados nesta dissertação.

A estratigrafia de sequências tem como princípio básico a individualização de unidades, através do reconhecimento e correlação de superfícies e da definição de padrões de empilhamento de sucessões sedimentares (Catuneanu et al. 2011). A partir deste arcabouço é possível entender a distribuição espacial e temporal dos sistemas deposicionais, permitindo fazer interpretações paleogeográficas e sobre a relação acomodação/suprimento sedimentar. Após décadas de desenvolvimento dos conceitos desde o trabalho pioneiro de Sloss et al. (1949), e muitas discussões e confusão de nomenclatura, a publicação de Catuneanu et al. (2011) trouxe um consenso sobre a metodologia para trabalhos de estratigrafia de sequência, e os principais conceitos estão expostos nesta seção.

Um dos conceitos principais no estudo da estratigrafia de sequências é a acomodação, definido por como espaço disponível para ser preenchido por sedimentos (Jervey, 1988). A acomodação é constantemente modificada por diversos controles independentes, operando em várias escalas de tempo (Catuneanu et al., 2011). Os principais modificadores da acomodação são a tectônica e a eustasia. A tectônica modifica a acomodação através da subsidência (aumento) ou soerguimento (diminuição). A eustasia corresponde às variações cíclicas globais do nível do mar. A combinação entre as taxas de subsidência/soerguimento e as taxas de variações do nível eustático controla o comportamento (subida ou descida) do nível relativo do mar (Catuneanu, 2006).

Em sistemas relacionados à costa os padrões de empilhamento são formados pela relação entre a taxa de variação do nível relativo do mar (NRM) e a taxa de sedimentação (Fig. 4). A regressão forçada ocorre quando há queda do NRM, situação na qual a linha de costa obrigatoriamente se move em direção ao depocentro, resultando em um padrão de empilhamento prográdacional da sucessão sedimentar. A regressão normal ocorre quando há subida do NRM, porém a taxa de sedimentação supera a taxa de subida, e, portanto, a linha de costa se move em direção ao depocentro, resultando também em um padrão prográdacional com

agradção na planície costeira. A regressão normal pode acontecer em dois momentos distintos de um ciclo completo de variação do NRM, um após a queda do NRM, quando este começa a subir, porém com uma taxa de subida menor que a taxa de influxo sedimentar, e outro no final da subida do NRM, quando as taxas vão diminuindo e passam a ser superadas pelo influxo sedimentar. Por último a transgressão ocorre quando a taxa de subida do NRM supera a sedimentação, e a linha de costa se distancia do depocentro, formando um padrão de empilhamento retrogradacional do sedimento.

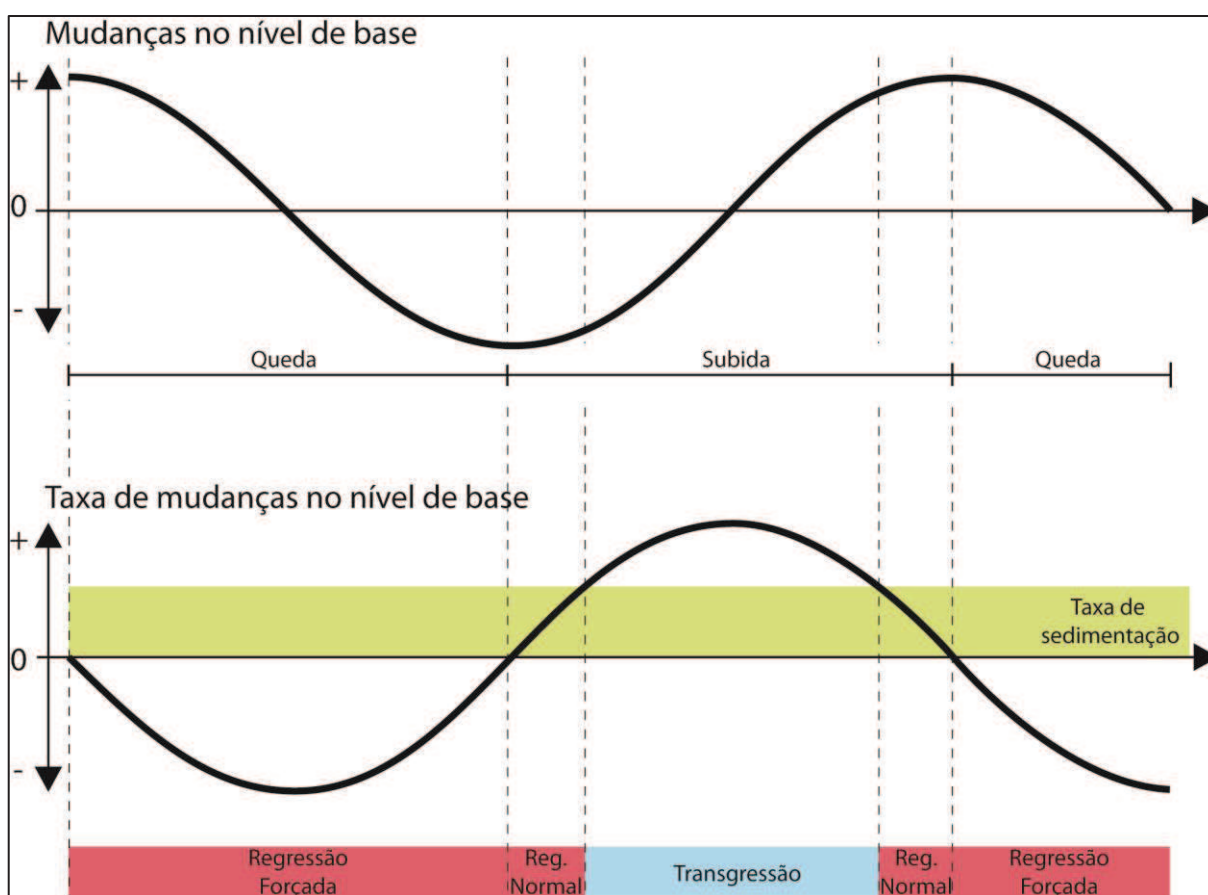


Figura 4: Conceitos de transgressão, regressão normal e regressão forçada como resultado do balanço entre mudanças no nível de base, afetando a acomodação, e a taxa de sedimentação (modificada de Catuneanu, 2006).

Sequência é uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de mudança na acomodação ou suprimento sedimentar (Catuneanu et al., 2009c). Este conceito abrangente permite que seja selecionado o ponto inicial da sequência dentro do ciclo de acordo com as especificidades do trabalho a ser desenvolvido.

Neste trabalho foi optado pelo uso das sequências deposicionais (sensu Hunt e Tucker, 1992), limitadas por discordâncias subaéreas e suas conformidades correlativas. Sendo assim, a formação do limite destas sequências depende da existência de acomodação negativa.

Um trato de sistemas é uma ligação entre sistemas deposicionais contemporâneos, sendo uma divisão da sequência (Brown e Fisher, 1977). Os tratos de sistema são interpretados a partir de padrões de empilhamento, posicionamento na sequência e superfícies limítrofes (Catuneanu et al., 2009c).

1.3.1 Superfícies estratigráficas

As superfícies da estratigrafia de sequências são horizontes que marcam mudanças nos padrões de empilhamento ou estão associadas à determinada trajetória da linha de costa, sendo a maioria delas limites de tratos de sistemas (Catuneanu et al., 2011). Podem ser superfícies físicas ou horizontes conceituais. A nomenclatura destas superfícies é extremamente controversa e recentemente foi alvo de debates na comunidade científica (Catuneanu et al., 2009a, 2009b; Zecchin, 2010).

Atualmente sete superfícies são as mais utilizadas (Fig. 5 e 6). (1) Discordância subaérea. (2) Conformidade correlativa. (3) Superfície basal de regressão forçada. (4) Superfície de inundação máxima. (5) Superfície regressiva máxima. (6) Superfície de ravinamento transgressivo. (7) Superfície regressiva de erosão marinha. Destas sete superfícies principais, três são diácronas (discordância subaérea, superfície de ravinamento transgressivo e superfície regressiva de erosão marinha) e as outras quatro são síncronas.

A discordância subaérea (Sloss et al., 1949) se forma sobre condições continentais ou parálicas e é tipicamente associada à erosão, não deposição ou pedogênese, formando um hiato temporal (Zecchin e Catuneanu, 2013). A DS é uma superfície diácrona, que se inicia com a queda relativa do nível do mar e se expande em direção à bacia com a progressão da queda (Helland-Hansen and Martinsen, 1996). Ela pode continuar a se formar durante a regressão normal de nível baixo e até mesmo durante o início da transgressão, nas porções emersas.

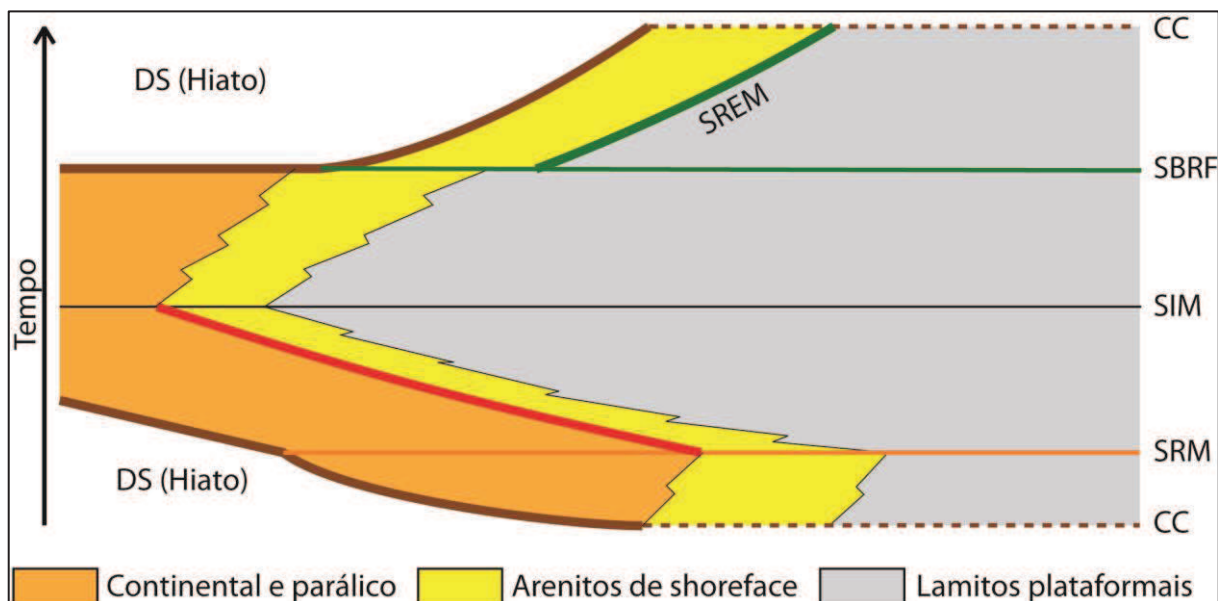


Figura 5: Diagrama de Wheeler mostrando o arcabouço teórico da estratigrafia de sequência, dividido em superfícies estratigráficas e com a distribuição dos sistemas deposicionais (modificado de Zecchin e Catuneanu, 2013). DS – Discordância subaérea; CC – Conformidade correlativa; SREM – Superfície regressiva de erosão marinha; SBRF – Superfície basal de regressão forçada; SIM – Superfície de inundação máxima; e SRM – Superfície regressiva máxima.

A concordância correlativa é uma superfície relativamente síncrona que se conecta com o ponto mais a jusante da discordância subaérea. Atualmente (Catuneanu et al., 2011; Zecchin e Catuneanu, 2013) ela é aceita como a superfície correspondente ao fundo do mar no final da regressão forçada (Hunt e Tucker, 1992). Inicialmente esta superfície foi definida como o fundo do mar no início da regressão forçada (Posamentier et al., 1988), porém esta definição trazia diversos problemas conceituais, visto que a parte costeira dos depósitos da regressão forçada fica abaixo da discordância subaérea enquanto que a parte marinha profunda ficaria acima da concordância relativa.

A superfície regressiva máxima (Helland-Hansen e Martinsen, 1996) é uma superfície conforme que separa depósitos regressivos abaixo de depósitos transgressivos acima. Ela pode ser utilizada como sinônimo da superfície transgressiva (Catuneanu e Zecchin, 2013). Ela marca a superfície na qual a linha de costa está em sua máxima posição em direção à bacia. Esta superfície seria o oposto da superfície de inundação máxima, e em sequências TR (*sensu* Embry, 1995) estas seriam as únicas duas superfícies estratigráficas relevantes. A preservação desta superfície é comumente rara em decorrência do ravinamento por ondas ou maré desenvolvida durante a transgressão.

A superfície de ravinamento é uma superfície erosiva e diácrona que se desenvolve no ambiente marinho raso pela ação de ondas (*wave ravinment surface*; Nummedal e Swift, 1987) ou por correntes de maré (*tidal ravinment surface*; Allen e Posamentier, 1993). A erosão tem relevo variável e em alguns casos pode retrabalhar a discordância subaérea (Zecchin e Catuneanu, 2013). Esta superfície está associada exclusivamente aos processos de erosão por ondas ou por maré. Nos casos onde a energia dos processos marinhos não é alta suficiente, esta superfície pode não ocorrer (Helland-Hansen e Martinsen, 1996). Esta superfície começa a se desenvolver no início da transgressão, portanto é mais jovem dentro da bacia, e vai se expandindo em direção ao continente. Comumente é capeada por um lag transgressivo, composto de sedimentos grossos retrabalhados do substrato (Zecchin e Catuneanu, 2013).

A superfície de inundação máxima (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988) corresponde ao fundo do mar no momento da máxima transgressão da linha de costa e marca a passagem de uma trajetória transgressiva para regressiva normal (Helland-Hansen e Martinsen, 1996). Em linhas sísmicas esta superfície é interpretada como na base das clinofórmations progradacionais do trato de sistemas de nível alto (Catuneanu, 2002), porém em afloramentos esta base está separada da SIM por uma seção condensada (Zecchin e Catuneanu, 2013). Geralmente esta superfície é críptica, e é posicionada através de índice de bioturbação, espessura de intervalo lamoso ou valor máximo de perfis elétricos de raios gama. A SIM também pode ser reconhecida em sistemas fluviais costeiros, neste caso ela está associada com o máximo da influência de maré nos canais fluviais (Shanley et al., 1992).

A superfície basal de regressão forçada (Hunt e Tucker, 1992) foi proposta para substituir a conformidade correlativa (*sensu* Posamentier et al., 1988) como a superfície do mar no momento do início da regressão forçada. Esta superfície ocorre exclusivamente no ambiente marinho, visto que nas regiões emersas durante esta fase já começa o desenvolvimento da discordância subaérea. Nos depósitos plataformais esta superfície corresponde à superfície de downlap das clinofórmations da regressão forçada. Dependendo do balanço entre o aporte de sedimentos, o ângulo da plataforma e a velocidade de queda do nível relativo do mar, esta superfície pode ser retrabalhada pelas ondas, formando uma superfície regressiva de erosão marinha (Zecchin e Catuneanu, 2013). Em águas profundas esta superfície está na base dos depósitos de fluxos de massa ou turbidíticos que sobrepõe à seção

condensada formada durante o nível de mar alto (Catuneanu et al., 2011) e corresponde a conformidade correlativa (*sensu* Posamentier et al. 1988).

A superfície regressiva de erosão marinha (Plint, 1988) é uma superfície diácrona que se forma por ação de ondas no shoreface durante a regressão forçada. Ela é caracterizada por um contato abrupto entre depósitos mais profundos abaixo e um shoreface superior acima (Plint, 1988; Catuneanu, 2002). Esta superfície, entretanto, pode ser críptica, caso a taxa de erosão seja baixa e a granulometria dos arenitos abaixo e acima da SREM sejam similares (Zecchin e Catuneanu, 2013) ou não se formar, caso o ângulo da plataforma seja mais inclinado que o perfil de equilíbrio das ondas (Catuneanu, 2006).

1.3.2 Tratos de sistema

Tratos de sistemas são unidades estratigráficas delimitadas por determinadas superfícies estratigráficas, que contém sistemas deposicionais temporalmente equivalentes (Brown e Fisher, 1977). Os tratos de sistemas formam uma subdivisão da sequência (Catuneanu et al., 2011). Para sistemas costeiros, os tratos de sistemas são divididos de acordo com a trajetória da linha de costa que pode ser transgressiva, regressiva normal (nível baixo e nível alto) e regressiva forçada, formando então quatro tratos distintos, o trato de sistema transgressivo, o de nível alto, o de estágio de queda e o de nível baixo (Fig. 6).

O trato de sistemas de nível baixo (TSNB) é delimitado na base pela discordância subaérea e sua conformidade correlativa e no topo pela superfície de regressão máxima (superfície transgressiva) ou pela superfície de ravinamento. Durante a formação deste trato o nível do mar começa a subir a taxas cada vez maiores e, portanto os depósitos têm um padrão de empilhamento prográdacional e progressivamente mais agradacional (Catuneanu, 2006). Neste trato, devido subida do nível relativo do mar, há uma tendência de aumento da acomodação nos sistemas continentais costeiros, com agradação e preservação de canais fluviais amalgamados (Catuneanu, 2006). Neste trato os vales incisos escavados no rebaixamento anterior do nível do mar são parcialmente preenchidos, e também são depositados os deltas de borda de plataforma (Posamentier et al., 1988).

O trato de sistema transgressivo (TST) é delimitado na base pela superfície de máxima regressão. Este trato é caracterizado por padrões de empilhamento retrogradacionais devido à taxa de criação de acomodação superar o aporte de sedimentos (Catuneanu, 2006). Durante este trato de sistemas pode ser composto por diferentes tipos de sistemas deposicionais, sendo comum sistemas estuarinos (Dalrymple et al., 1992) e planícies costeiras transgressivas, caracterizadas por sistemas lagunas/barreiras (Boyd et al., 1992). Na plataforma continental o TST é marcado por erosão por ondas (superfície de ravinamento por ondas) podendo deixar um *lag* transgressivo sobreposto por fácies mais finas do *shoreface* inferior ou até *offshore* (Cattaneo e Steel, 2003). Nos sistemas fluviais o TST é caracterizado por influência de maré e por canais isolados em depósitos de *overbank* (Shanley et al., 1992; Catuneanu, 2006).

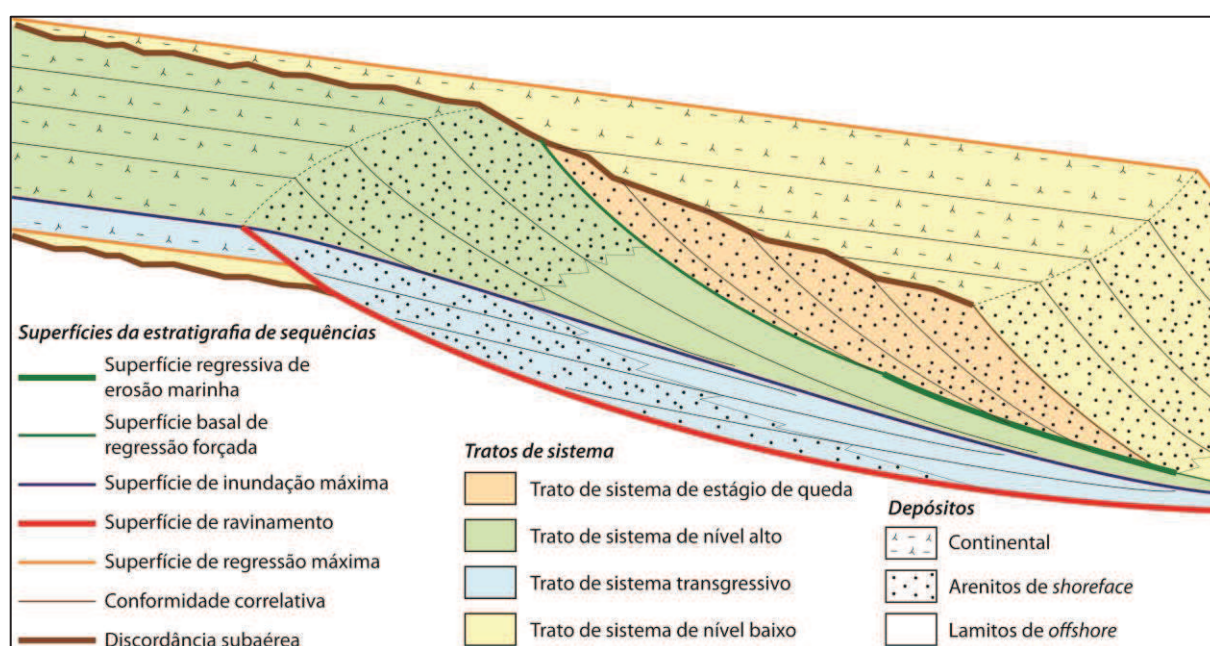


Figura 6: Seção esquemática de uma rampa/plataforma siliciclástica mostrando os tratos de sistema e superfícies estratigráficas durante um ciclo inteiro de variação do nível relativo do mar (modificado de Zecchin e Catuneanu, 2013).

O trato de sistemas de nível alto (TSNA) é delimitado na base pela superfície de inundação máxima e no topo por uma superfície composta por parte da discordância subaérea, da superfície basal de regressão forçada e da superfície regressiva de erosão marinha (Catuneanu, 2006). Este trato é caracterizado por um padrão de empilhamento progradacional devido ao aporte de sedimentos superar a decrescente taxa de criação de acomodação. Nos sistemas fluviais este trato de

sistemas é caracterizado por canais fluviais isolados em depósitos de overbank, que vão ficando progressivamente amalgamados em direção ao topo (Catuneanu, 2006). No ambiente marinho este trato é caracterizado por deltas e progradação dos depósitos plataformais, causando uma regressão normal da linha de costa.

O trato de sistemas de estágio de queda (TSEQ) é delimitado na base pela superfície basal de regressão forçada e/ou pela superfície regressiva de erosão marinha e no topo pela discordância subaérea e sua conformidade correlativa. Este trato é caracterizado por um padrão de empilhamento progradacional, decorrente de uma taxa negativa de criação de acomodação. No domínio continental este trato é caracterizado por exposição subaérea, com formação de vales fluviais incisos e/ou retrabalhamento eólico (Catuneanu, 2006). Na região costeira este trato é quase sempre caracterizado por depósitos de deltas ou *shoreface* com base abrupta (Zecchin e Catuneanu, 2013). Como durante o TSEQ há uma regressão forçada da linha de costa e os sistemas continentais e costeiros se aproximam progressivamente da borda da plataforma ocorre um progressivo aumento do aporte de sedimentos para os sistemas marinhos profundos (Helland-Hansen e Gjelberg, 1994; Hunt e Tucker, 1992; Plint, 1988).

2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Blakey, R.C., Havholm, K.G., Jones, L.S., 1996. Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, middle Jurassic Page Sandstone and Carmel Formation, Colorado Plateau, USA. *Journal of Sedimentary Research* 66, 324–342.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B. a., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80, 139–150.
- Brown, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins, in: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*. pp. 213–248.
- Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas, E.L., 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics* 614, 128–145.
- Cattaneo, A., Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: A review of their variability. *Earth-Science Reviews* 62, 187–228.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam (386 pp.).
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: Concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35, 1–43.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K. a., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, a. D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, a., Tucker, M.E., Winker, C., 2009a. Reply to the comments of W. Helland-Hansen on “Towards the standardization of sequence stratigraphy” by Catuneanu et al. [*Earth-Sciences Review* 92(2009)1-33]. *Earth-Science Reviews* 94, 98–100.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles,

- K. a., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, a. D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, a., Tucker, M.E., Winker, C., 2009b. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, 1–33.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrok, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009c. Towards the standardization of sequence stratigraphy – Discussion. *Earth Science Reviews* 94, 95–97.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy* 44, 173–245.
- Chan, M. a., Kocurek, G., 1988. Complexities in eolian and marine interactions: Processes and eustatic controls on erg development. *Sedimentary Geology* 56, 283–300.
- Cordani, U.G., Neves, B.B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Filho, A.T., Bezerra, F.M., 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo* 70.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine_Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1130–1146.
- Della Fávera, J.C., 1990. Tempestitos da bacia do Parnaíba. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil (Tese de doutorado).
- Embry, A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *Norwegian Petroleum Society Special Publications* 5, 1–11.
- Ferreira, M.A., 2010. Análise estratigráfica do intervalo Carbonífero/Permiano da Bacia do Parnaíba em testemunhos de sondagem. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, Brasil. (Dissertação de Mestrado)

- Ford, D., Golonka, J., 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins, *Marine and Petroleum Geology*.
- Góes, A.M., 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Paranaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8, 57–67.
- Golonka, J., Ford, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 1–34.
- Helland-Hansen, W., Gjelberg, J.G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology* 92, 31–52.
- Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: Description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research* 66, 670–688.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81, 1–9.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *Sea-Level Changes - An Integrated Approach* 42, 47–69.
- Jordan, O.D., Mountney, N.P., 2012. Sequence Stratigraphic Evolution and Cyclicity of An Ancient Coastal Desert System: The Pennsylvanian-Permian Lower Cutler Beds, Paradox Basin, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 82, 755–780.
- Jordan, O.D., Mountney, N.P., 2010. Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, south-east Utah, USA. *Sedimentology* 57, 1357–1385.
- Lima Filho, F.P., 1991. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano), Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo.

- Melo, J.H.G., Loboziak, S., Streef, M., 1998. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: An update. *Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production* 22, 13–33.
- Milani, E.J., Zalán, P.V., 1999. An Outline of the Geology and Petroleum Systems of the Paleozoic Interior Basins of South America. *Episodes - Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences* 7.
- Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S., Jerram, D., 1999. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of the Geological Society* 156, 771–777.
- Mountney, N.P., Jagger, A., 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: The Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51, 713–743.
- Nummedal, D., Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples., in: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution*. Special Publications of SEPM, pp. 241–260.
- 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.
- Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level, in: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. Special Publications of SEPM, pp. 357–370.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I—Conceptual Framework, in: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. Special Publications of SEPM, pp. 109–124.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P.L., Soria, A.R., 2012. Controls on marine-erg margin cycle variability: Aeolian-marine interaction in the mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain. *Sedimentology* 59, 466–501.

- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P.L., Soria, A.R., 2008. Aeolian sand sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain): Erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology* 55, 1253–1292.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., 2006. Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: The example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guara and Botucatu formations, Parana Basin, Southernmost Brazil. *Gondwana Research* 9, 475–484.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, southern Brazil. *Sedimentology* 52, 1323–1341.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.). 1984. *Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, pp. 9–53.*
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., Hettlinger, R.D., 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology* 39, 905–930.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949. INTEGRATED FACIES ANALYSIS. *Geological Society of America Memoirs* 39, 91–124.
- Small, H., 1914. *Geologia e suprimento d’água subterrânea no Piauhy e parte do Ceará.* Inspetoria de obras contra as secas, Rio de Janeiro, Brazil.
- Souza, P.A., Matzembacher, L.T., Abelha, M., Borghi, L., 2010. Palinologia da Formação Piauf, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: Biocronoestratigrafia de intervalo selecionado do poço 1-UN-09-PI (Caxias, MA, Brasil). *Revista Brasileira de Paleontologia* 13, 57–66.
- Strmbck, A., Howell, J.A., Veiga, G.D., 2005. The transgression of an erg — sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications* 252, 163–183.

- Thomaz Filho, A., Mizuzaki, A.M.P., Milani, E.J., Cesero, P., 2000. Rifting and magmatism associated with the south America and Africa break up. *Brazilian Journal of Geology* 30, 017–019.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level Changes—An Integrated Approach*. Special Publications of SEPM, pp. 39–45.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Silva Travassos, W.A., 2007. Bacia do parnaíba. *Boletim de Geociencias da Petrobras* 15, 253–263.
- Veiga, G.D., Spalletti, L. a, Flint, S.S., 2002. Aeolian / fluvial interactions and high-resolution sequence Member stratigraphy of a non-marine lowstand wedge : the Avile n of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuque Basin , Argentina. *Sedimentology* 49, 1001–1019.
- Wakefield, O. J. W., Mountney, N. P., 2013. Stratigraphic architecture of black-filled incised-valley systems: Pennsylvanian-Permian lower Cutler beds, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 298, 1-16.
- Walker, R.G., 1992. Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts, in: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, pp. 1–14.
- Zecchin, M., 2010. Towards the standardization of sequence stratigraphy: Is the parasequence concept to be redefined or abandoned? *Earth-Science Reviews* 102, 117–119.
- Zecchin, M., Catuneanu, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology* 39, 1–25.

3 ARTIGO CIENTÍFICO



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/james

Facies architecture and high resolution sequence stratigraphy of an aeolian, fluvial and shallow marine system in the Pennsylvanian Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil



Lucas Valadares Vieira ^{a,*}, Claiton Marlon dos Santos Scherer ^b

^a CENPES - Centro de Pesquisas da PETROBRAS, CEP 21941-915, Rio de Janeiro, Brazil

^b UFRGS, Instituto de Geociências, P.O. Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 November 2016

Received in revised form

6 February 2017

Accepted 21 March 2017

Available online 24 March 2017

Keywords:

Sequence stratigraphy

Aeolian

Fluvial

Shoreface

Pennsylvanian

Parnaíba basin

ABSTRACT

The Pennsylvanian Piauí Formation records the deposition of aeolian, fluvial and shallow marine systems accumulated in the cratonic sag Parnaíba basin. Characterization of the facies associations and sequence stratigraphic framework was done by detailed description and logging of outcrops. Six facies associations were recognized: aeolian dunes and interdunes, aeolian sandsheets, fluvial channels, tidally-influenced fluvial channels, shoreface and shoreface-shelf transition. Through correlation of stratigraphic surfaces, the facies associations were organized in system tracts, which formed eight high frequency depositional sequences, bounded by subaerial unconformities. These sequences are composed of a lowstand system tract (LST), that is aeolian-dominated or fluvial-dominated, a transgressive system tract (TST) that is formed by tidally-influenced fluvial channels and/or shoreface and shoreface-shelf transition deposits with retrogradational stacking, and a highstand system tract (HST), which is formed by shoreface-shelf transition and shoreface deposits with progradational stacking. Two low frequency cycles were determined by observing the stacking of the high frequency cycles. The Lower Sequence is characterized by aeolian deposits of the LST and an aggradational base followed by a progressive transgression, defining a general TST. The Upper Sequence is characterized by fluvial deposits and interfluvial pedogenesis concurring with the aeolian deposits of the LST and records a subtle regression followed by transgression. The main control on sedimentation in the Piauí Formation was glacioeustasy, which was responsible for the changes in relative sea level. Even though, climate changes were associated with glacioeustatic phases and influenced the aeolian and fluvial deposition.

© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Aeolian, fluvial and shallow marine systems commonly coexist and compete in coastal environments. The interdependent action of accommodation and sediment supply, controlled by climate, eustasy and tectonics affects the distribution of these systems through time (Posamentier and Vail, 1988; Kocurek and Havholm, 1993; Catuneanu, 2006). Therefore, understanding the spatial and temporal relationship of the deposits allows us to better understand the variations on sedimentation distribution and controls through time. Although there are some studies that analyze the stratigraphic relationship and evolution between aeolian, fluvial

and shallow marine systems (Blakey et al., 1996; Jordan and Mountney, 2012; Wakefield and Mountney, 2013), this work presents a distinct case study that shows the behavior of these three systems in an intracratonic sag basin.

This study uses the sequence stratigraphy methodology (Catuneanu et al., 2011), which is the most precise and modern approach to understand the cyclicity in sedimentary successions in a wide range of age and tectonic settings (Zecchin et al., 2009; Wakefield and Mountney, 2013; Magalhães et al., 2015; Scherer et al., 2015). It is especially useful in coastal environments, where variations of relative sea level are directly related with accommodation and sediment supply. Although its principles and terminology were created for seismic scale, high-resolution sequence stratigraphic is now the best tool for outcrop research (Zecchin and Catuneanu, 2013).

The aims of this study are: (1) to document the facies

* Corresponding author.

E-mail address: lucasvaladares@petrobras.com.br (L.V. Vieira).

architecture of the three depositional systems of the Piauí Formation; (2) to propose a sequence stratigraphic framework; and (3) to analyze the controls on sedimentation and stratigraphic evolution during the Pennsylvanian in the Parnaíba Basin.

2. Geological setting

The Parnaíba Basin is a cratonic basin covering 600000 km², mostly in northeastern Brazil (Fig. 1A), up to 3500 m deep in its depocenter (Della Fávera, 1990; Vaz et al., 2007). The intracratonic sag that characterizes the Paleozoic to Early Mesozoic of this basin was formed by cooling and lithostatic adjustment after the formation of West Gondwana (Castro et al., 2014).

Three sequences developed in the intracratonic phase of the Parnaíba Basin (Vaz et al., 2007), bounded by regional

unconformities that reflect major tectonic events around West Gondwana. The Silurian (Serra Grande Group) and the Devonian-Neocarboniferous (Canindé Group) sequences were deposited successively in a series of transgressive-regressive cycles (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). The Pennsylvanian-Triassic Sequence is formed of the Piauí, Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formations (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007), and was deposited during the agglutination of the Pangea supercontinent (Golonka and Ford, 2000).

The Piauí Formation (Small, 1914) is composed of red sandstones and mudstones, white carbonates and conglomerates (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). It is dated as Pennsylvanian, based on borehole palinological records (Melo et al., 1998; Souza et al., 2010). It is bounded by a regional unconformity at its base, separating the shallow marine and deltaic deposits from the Poti

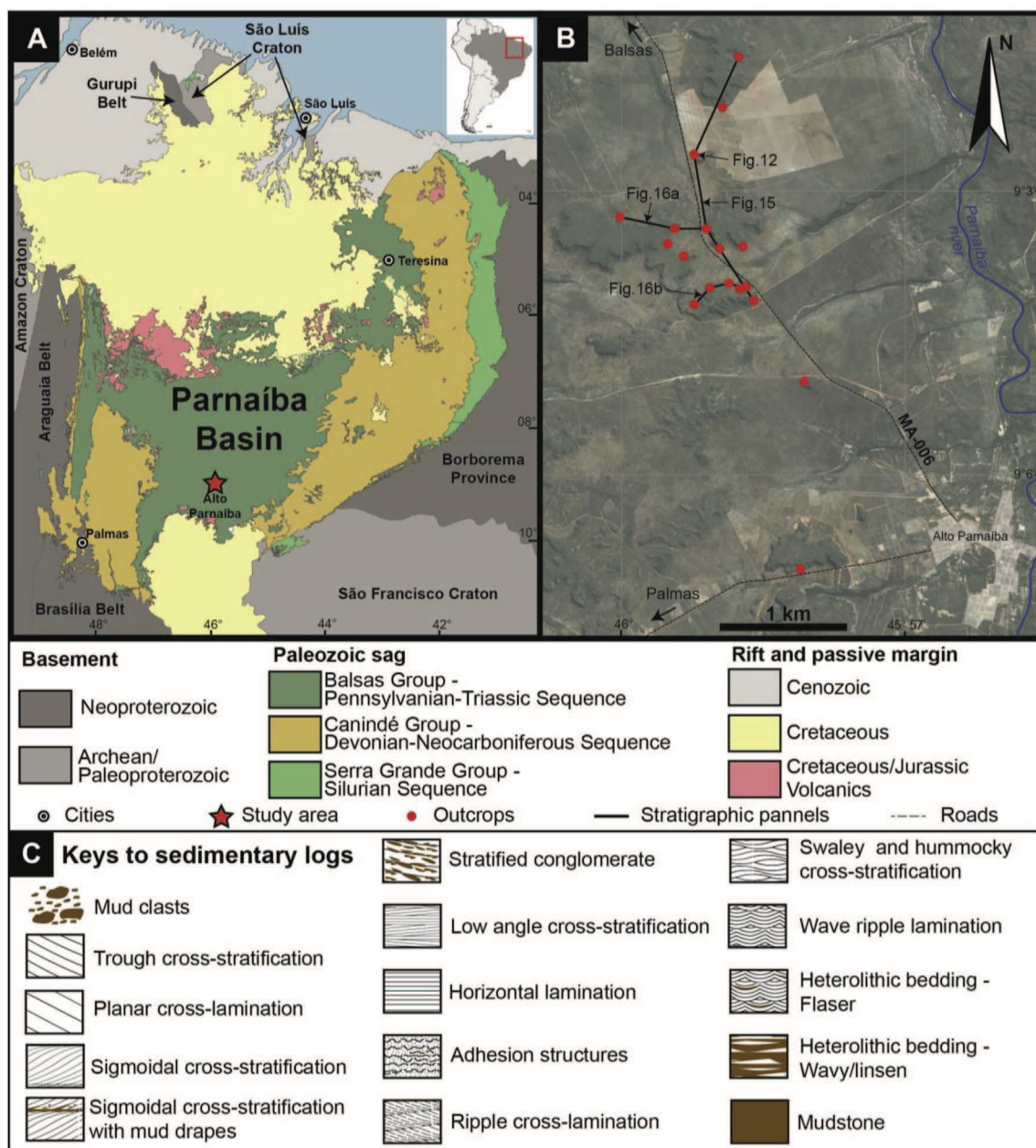


Fig. 1. A) Simplified geologic map of Parnaíba Basin and its Precambrian basement (Modified from Schobbenhaus et al., 1984). B) Location map of the studied outcrops of the Piauí Formation. C) Key to symbols used in stratigraphic logs.

Formation aeolian and fluvial deposits (Lima Filho, 1991; Góes, 1995; Ferreira, 2010). At the top it has a transitional contact with the Pedra de Fogo Formation, with the proportion of carbonate rocks increasing upwards and appearance of evaporitic anhydrite (Lima Filho, 1991). Previous authors have identified aeolian, fluvial, estuarine, deltaic, tidal plains and shallow marine carbonatic systems (Lima Filho, 1991; Góes, 1995; Ferreira, 2010). Studies involving well cores identified a basal unit of aeolian or fluvial deposits followed by an upward transgression (Lima Filho, 1991; Ferreira, 2010).

3. Methods

The Piauí Formation crops out along the eastern, southern and western borders of the Parnaíba Basin (Fig. 1A). Data from this study are from the southern border of the basin and are composed of detailed stratigraphic sections of outcrops with good vertical exposure, measured at a 1:50 scale. In addition, correlation panels were used to evaluate 2D geometries and relationship between deposits and key stratigraphic surfaces (Fig. 1B). Paleocurrent orientations were measured from cross-strata in sandstone bodies. The facies were classified based on grain texture and sedimentary structures (Fig. 1C), following a nomenclature based on Miall (1977). Genetically related facies were, then, aggregated to facies associations corresponding to subenvironments within a depositional system. Finally, following the methodology of high resolution sequence stratigraphy (Catuneanu et al., 2011; Zecchin and Catuneanu, 2013) a stratigraphic framework, composed of depositional sequences, was constructed by identifying and correlating key stratigraphic surfaces and system tracts.

4. Facies and facies associations

The Piauí Formation comprises six facies associations: (1) aeolian dunes and interdunes; (2) aeolian sandsheets; (3) fluvial channels; (4) tidally-influenced fluvial channels; (5) shoreface; and (6) shoreface-shelf transition (Fig. 2).

4.1. Aeolian dunes and interdunes facies association

4.1.1. Description

This facies association consists of tabular bodies 1.0–16.5 m thick and hundreds of meters wide composed of well-sorted, fine- to medium-grained sandstones. The most common facies observed in this facies association are the trough cross-stratification (St(e)) and, less commonly, planar cross-stratification (Sp(e)). The St(e) and Sp(e) sandstones are organized in sets ranging from 30 to 360 cm thick. The foresets are formed of wedge-shaped homogeneous strata, 1–5 cm thick, interlayered with millimeter-spaced, inversely graded laminae and, rarely, structureless laminae (Fig. 3A and B). The cross-strata dip in a unidirectional pattern, showing a mean azimuth towards 102.4° (Fig. 4). Rarely, some sets have soft sediment deformation, displaying minor convolute-bedding.

Occasionally, interlayered with cross-strata, are tabular to lenticular strata, 1–60 cm thick and laterally continuous for a few meters, composed of three distinct facies: inverse graded, horizontal to sub-horizontal millimeter-spaced parallel lamination (Sh(e)) (Fig. 3C and D), crinkly lamination (Sa(e)) and unidirectional ripple cross-lamination (Sr) (Fig. 3E and F). The horizontal to sub-horizontal millimeter-spaced parallel to low-angle laminae (Sh(e)) are arranged in sets up to 20 cm thick, not laterally extensive, with a transitional relationship with the toesets of overlying aeolian dunes. The crinkly laminations (Sa(e)) are 1–2 cm thick, crenulated and thinly spaced, the basal contacts being abrupt and

with an irregular surface, the top contacts are abrupt with cross-stratification sets. The unidirectional cross-laminations (Sr) (Fig. 3F) are up to 1 cm thick sets, with foresets preserved and forming lens 5–6 cm wide that are laterally associated with the crinkly laminations.

Two bounding surfaces are observed in this facies association (Fig. 5). The first type bounds cross-bedded sets and is sub-horizontal, slightly irregular or with regular-spaced concave-up depressions in sections parallel to the dip of the cross-strata (Fig. 3G). The second type of surface occurs internally to cross-bedded sets, showing concave-up surfaces that dip to the same azimuth of the cross-strata (Fig. 5).

4.1.2. Interpretation

The sandstones composed of wedge-shaped strata and millimeter-spaced inverse graded laminae are interpreted, respectively, as grainflow and wind-ripples deposits on the lee-side of aeolian dunes (Hunter, 1977). The structureless laminations are interpreted as grainfall deposits (Hunter, 1977). The convolute-bedding is interpreted as fluidization structures from water escape due to interstitial pressure and disturbances below water level (Mountney, 2006; Mountney and Thompson, 2002; Jones et al., 2016). The medium- to large-scale cross-stratification sets, with slightly disperse dip direction, are interpreted as residual deposits of crescentic aeolian dunes. The predominance of trough over planar cross-strata indicates that dunes had mostly sinuous, but occasionally straight crestlines.

The horizontal to sub-horizontal parallel laminae are interpreted as translant wind-ripple deposits (Sh(e)) (Hunter, 1977) and are indicative of a dry interdune floor (Kocurek, 1981). The crinkled laminations (Sa(e)) are interpreted as adhesion laminations (cf. Kocurek and Fielder, 1982) and are an indicative of damp interdunes (Kocurek and Fielder, 1982). The small-scale unidirectional cross-laminations are interpreted as subaqueous current-ripples. The predominance of adhesion laminations with subordinate subaqueous current-ripples indicates a damp interdune with wet episodes (Kocurek and Dott, 1981). This implies the water table was very close to the depositional surface, causing sediment to adhere to the damp surface and rarely creating small ponds where water could flow.

The lightly irregular surfaces and surfaces with regular-spaced concave-up depressions are interpreted as deflationary surfaces reaching the capillary fringe of the water table (Stokes, 1968). The concave upward surfaces dipping to the same azimuth of the cross-strata can be interpreted as reactivation surfaces (Kocurek, 1991, 1996). The reactivation surfaces are the result of changes in the airflow on lee slopes (Mountney, 2006). The sub-horizontal surfaces bounding cross-bedded sets are interpreted as interdune surfaces (Kocurek, 1991, 1996). These surfaces are the result of migration and climbing of dune scale bedforms.

4.2. Aeolian sandsheets facies association

4.2.1. Description

This facies association consists of well-sorted, fine- to medium-grained sandstones arranged in bodies 1.35–4.2 m thick (Fig. 6A). These sandstones are characterized by a facies assemblage of horizontal to low-angle (less than 10°) wind-ripple lamination and adhesion structures, sometimes interbedded with low-angle and trough cross-stratification.

Horizontal (Sh(e)) to low-angle (Sl(e)) sets are comprised of inversely graded, wind-ripple laminated strata, organized in 1–2 m thick tabular sets (Fig. 6D). The adhesion structures are characterized by crinkled horizontal and cross-lamination (Sa(e)) organized in 0.1–1.2 m thick sets (Fig. 6C). Occasionally interbedded in this

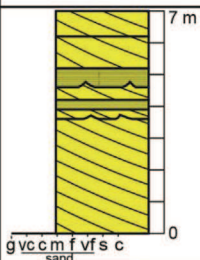
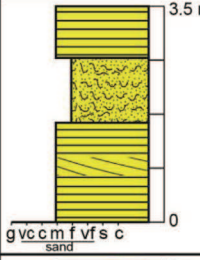
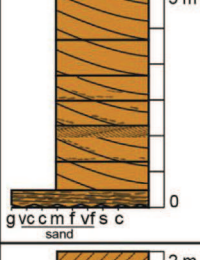
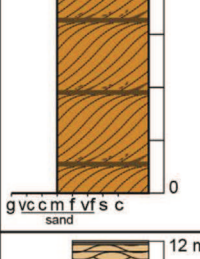
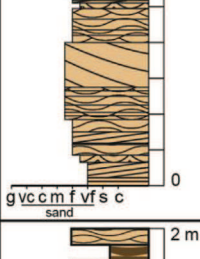
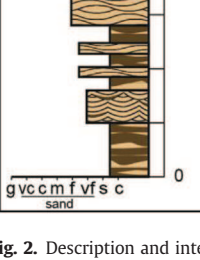
Facies Association	Sedimentological Log	Description	Lithofacies	Interpretation
Aeolian dunes and interdunes		Fine- to medium-grained sandstones, 1 to 16.5 m thick. Forming solitary or grouped cross bedded sets alternating with crinkly and horizontal laminated sandstones. Occasional Stokes surfaces.	St(e), Sp(e), Sh(e), Sa(e), Sr	Aeolian dunes migrating over damp interdunes with wet and dry episodes.
Aeolian sandsheets		Fine- to medium-grained sandstones. 1.3 to 4.2 m thick. Horizontal and crinkly laminated sandstones; sometimes interbedded with low-angle and trough cross beds. Occasional Stokes surfaces.	Sh(e), Sa(e), St(e), Sl(e)	Aeolian sandsheets
Fluvial channels		Medium-grained sandstones. 1 to 7 m thick. Trough and planar cross-strata, ripple lamination. Occasional intraclastic conglomerates. Basal erosional surface with low relief (few meters).	St, Sp, Sr, Gt	Low sinuosity, braided fluvial channel belts
Tidally-influenced fluvial channels		Medium-grained sandstones. Trough and sigmoidal cross-strata with mud drapes on the foreset. Occasional intraclastic conglomerates. Basal erosional surface with low relief (few meters).	St, Ss, Gt, F	Fluvial channels influenced by tide processes
Shoreface		Very fine- to medium-grained sandstones. Trough, swaley and low-angle cross-strata, wave ripple laminae. Sometimes forms coarsening or fining upwards sequences.	Sscs, St, Swr, Sl	Deposits above the fairweather wave base.
Shoreface-shelf transition		Mudstones and very fine- to fine-grained sandstones. Hummocky cross-strata and wave ripple laminae on sandstones. Heterolithic bedding. Slightly bioturbated. Often forms coarsening or fining upwards sequences.	Shcs, Swr, H, F	Deposits between the fairweather and storm wave base

Fig. 2. Description and interpretation of the facies association observed in the Piauí Formation.

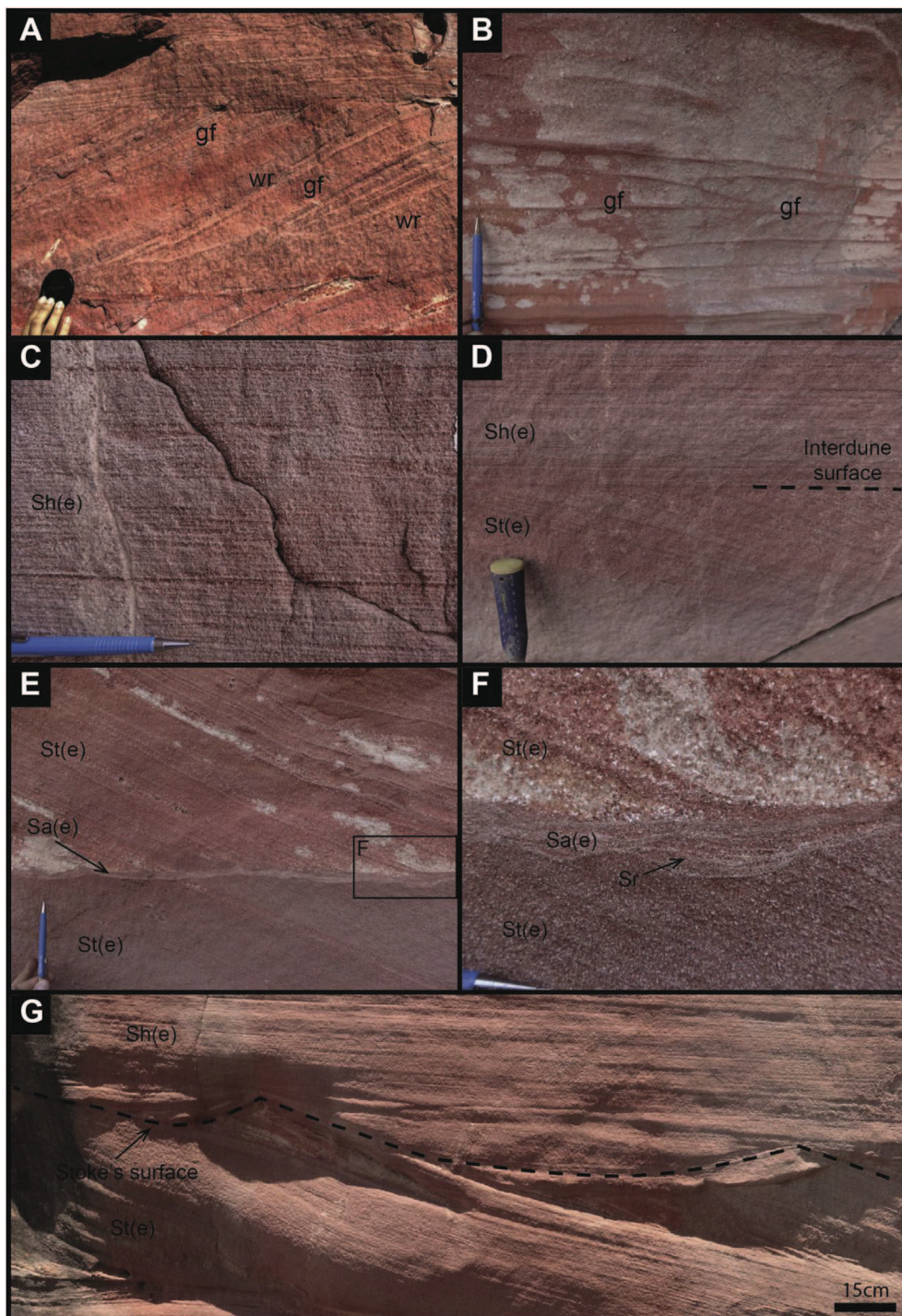


Fig. 3. (A) Wind ripple-laminae (wr) interlayered with packages of grainflow strata (gf). (B) Grainflow strata (gf) from a strike view, the millimeter thick laminae between grainflow strata are grainfall deposits. (C) Subcritical climbing millimeter-spaced translent strata. (D) Contact between an aeolian dune (St(e)) and a dry interdune deposit (Sh(e)). (E) Millimeter thick interdune deposit between aeolian dunes deposits. (F) Detail of the interdune showing the adhesion lamination and the current-ripple lamination. (G) Stokes surface bound aeolian deposits.

association are isolated, 0.15–0.3 m thick and less than 3 m wide, sets of trough cross-stratification (St(e)) (Fig. 6B), composed entirely of inversely graded and millimeter-spaced wind ripple lamination. Many of these sets are bounded by irregular surfaces and concave-up depressions with adhesion structures overlying these surfaces.

4.2.2. Interpretation

The horizontal to low-angle lamination is interpreted as aeolian sheet deposits formed by migration and subcritical climb of aeolian ripples over a dry depositional surface (Hunter, 1977). Adhesion structures indicate damp surfaces where sand grains could adhere (Kocurek, 1981; Kocurek and Fielder, 1982). Interlayered cross-strata are interpreted as residual deposits of aeolian dunes.

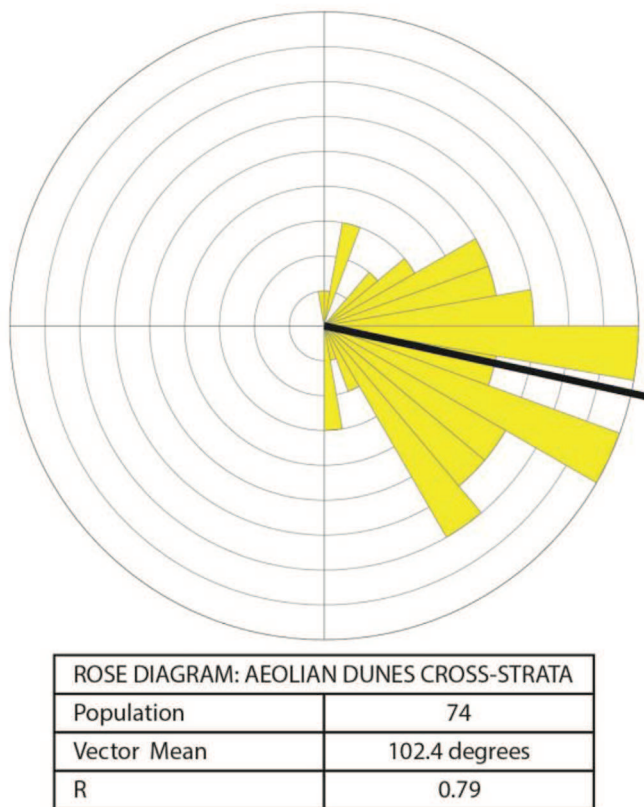


Fig. 4. Rose diagram indicating the cross-bedding dip directions of aeolian dunes.

Foresets composed exclusively of aeolian ripple lamination indicate bedforms either lacking well-developed slipfaces or are severely truncated. The restricted lateral extent of the sets suggests isolated dunes separated by areas of aeolian sand sheets (Mountney et al., 1999; Scherer et al., 2007).

4.3. Fluvial channels facies association

4.3.1. Description

This facies association consists of moderately to poorly-sorted, medium-grained sandstones, with gravel sized mud-clasts and dispersed extraformational clasts. These bodies exhibit a sheet like geometry measuring 1 to more than 6 m thick and extend laterally for hundreds of meters. The sandstones have trough (St) and planar (Sp) cross-bedding and unidirectional ripple (Sr) cross-lamination. They are bounded by horizontal to concave-up irregular surfaces with 1–2 m relief. In some outcrops, a stratified intraclastic sandy conglomerate (Gt) marks the basal surface of these bodies (Fig. 7B).

The planar and trough cross-strata are organized in sets 10–30 cm thick (Fig. 7A). The sets are commonly stacked (co-sets) and limited by horizontal or gently inclined surfaces. The unidirectional ripple cross-laminae are organized in sets a few centimeters thick and show a subcritical climbing angle (Fig. 7C). The cross-strata dip have a unidirectional pattern, showing a mean azimuth towards 333.7° (Fig. 8A).

4.3.2. Interpretation

The planar and trough cross-strata are interpreted as 2D and 3D subaqueous dunes (Allen, 1963; Miall, 1977). The unidirectional ripples are interpreted as 2D or 3D subaqueous ripples (Allen, 1963). The stratified intraclastic conglomeratic sandstones are

interpreted as lag deposits or gravel dunes formed by high-magnitude flood flows (Miall, 1977). The horizontal cross-strata co-sets are interpreted as fields of individual bedforms accumulated by vertical aggradation associated with downstream migration and climbing of small dunes in shallow areas of active channels (Miall, 1996; Scherer et al., 2015), this architectural element is comparable to the sand bedforms of Miall (1985). The sheet-like geometry, poor-sorting and coarse grain size of the sandstones, lacking well-defined fining-upward cycles, low dispersion of paleocurrents and the occurrence of simple vertical accretion suggest low-sinuosity, braided fluvial channel belts.

4.4. Tidally-influenced fluvial channels

4.4.1. Description

This facies association is composed of moderate-to poorly-sorted, medium-grained sandstone bodies 10–170 cm thick, extending laterally for tens of meters and with an irregular concave-up basal surface. These sedimentary bodies are organized in 10–20 cm thick sets of trough (St) and sigmoidal (Ss) cross-strata. Irregular mud drapes (F) partially cover the foresets of the cross-strata (Fig. 7D and E, F), and along each set the distance between mud-draped foresets thickens or thins systematically. In the trough cross-strata the mud-drapes only partially cover the foresets, and in the sigmoidal cross-strata the mud-drapes sometimes completely cover the foresets. Thin-beds of granule-to pebble-grained mud-clasts occur concentrated at the base of the bodies (Fig. 7F). The cross-strata dips have a mean azimuth towards 358.3° (Fig. 8B).

4.4.2. Interpretation

The sandstones with trough cross-stratification are interpreted as 3D subaqueous dune deposits (Allen, 1963). The foreset angle change within sigmoidal strata is attributed to cyclic acceleration of the tidal currents followed by deceleration (Plink-Björklund, 2005; Shanley et al., 1992). The mud-drapes covering the bottom of the foresets of the cross-strata are interpreted as deposits during slack water periods (Visser, 1980). The mud-clasts are interpreted as intraformational, representing lags deposited by high-magnitude flood flows (Miall, 1977).

The channelized shape of the bodies and abundant trough and sigmoidal cross-strata with paleocurrents parallel to those of the fluvial channels facies association indicate dominance of fluvial processes. However the mud-drapes associated with the cross-strata suggest an opposite subordinate tidal current, capable of causing slack water periods. The association of river and tidal currents indicates deposition upstream of the tidal influence limit (Dalrymple et al., 1992), but with dominant fluvial processes. Therefore, this facies association is interpreted as tidally-influenced fluvial deposits.

4.5. Shoreface facies association

4.5.1. Description

This facies association is composed of well-to moderately-sorted, very fine-to medium-grained sandstones organized in sets 10–50 cm thick. Sometimes mud-clasts occur dispersed in the sets or concentrated at set bases. These sets form bodies up to 20 m thick and extend laterally for hundreds of meters. The sandstones have trough cross-stratification (St), sigmoidal cross-stratification (Ss), low-angle cross-stratification (Sl), swaley cross-stratification (Sscs) and wave ripples (Swr).

The trough and sigmoidal cross-strata (Fig. 9B) sets have a lenticular shape extending laterally for a few meters. The foresets of the cross-strata dips have a disperse pattern, however with a concentration of measurements from 70° to 90°, and displaying a

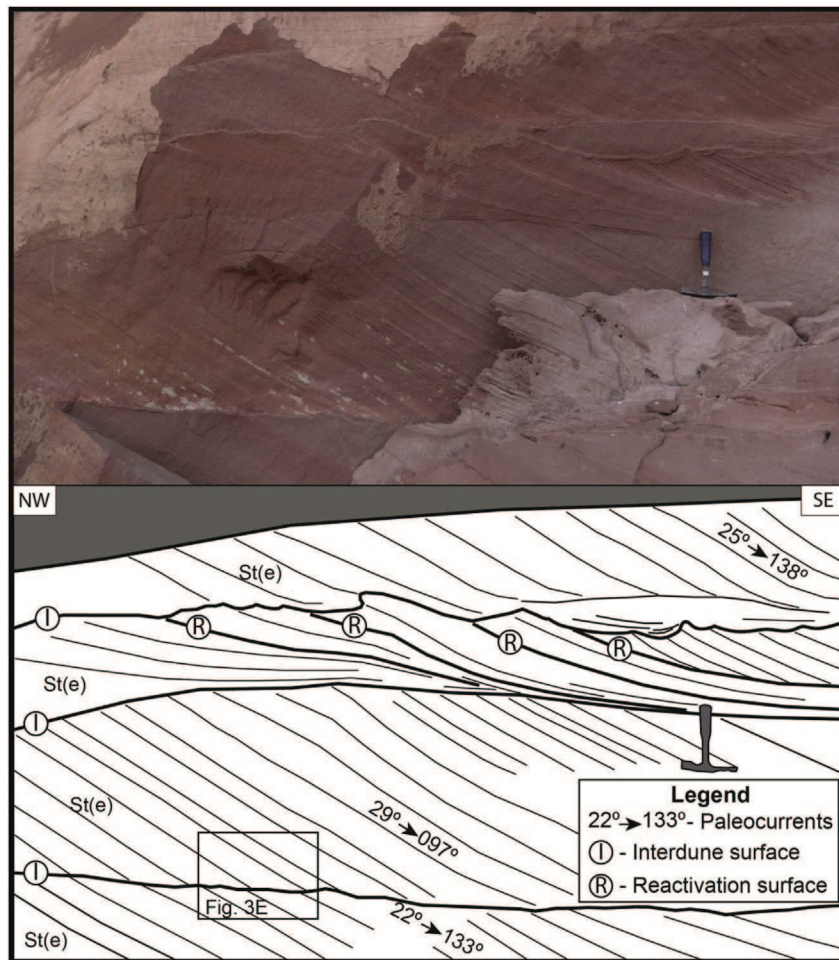


Fig. 5. Interpreted outcrop panel showing typical internal architectural of aeolian dunes and interdunes facies associations.

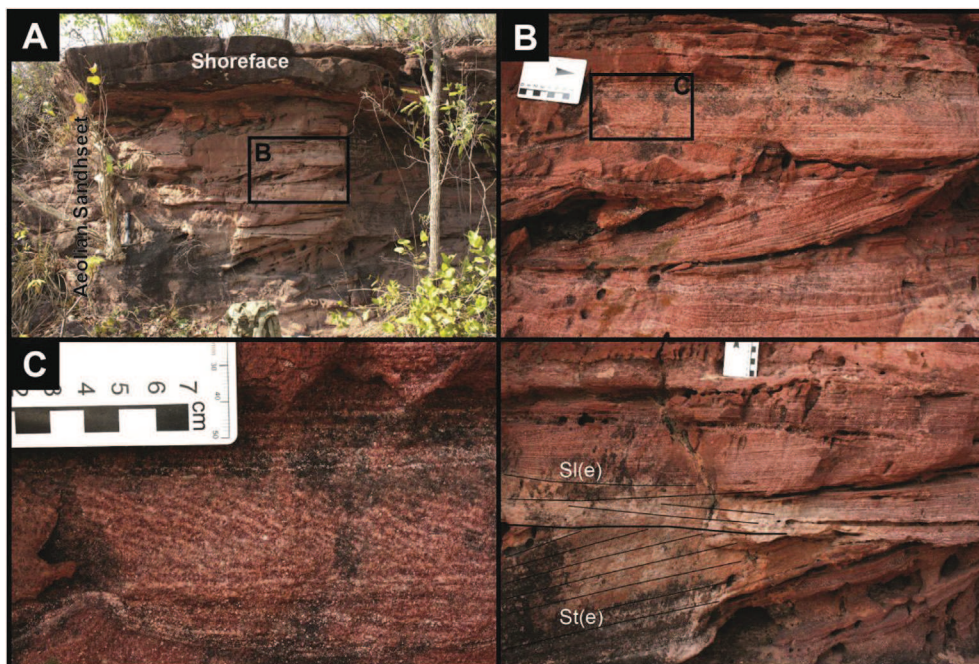


Fig. 6. (A) Outcrop showing the relationship between the aeolian sandsheets and the overlying shoreface; (B) Detail of the outcrop showing the centimeter scale sets of trough cross-strata interbedded with low-angle cross strata and adhesion structures; (C) Detail of the adhesion structures, with adhesion lamination on top and adhesion ripples in the middle. (D) Set of low-angle strata overlying a set of trough cross-strata.

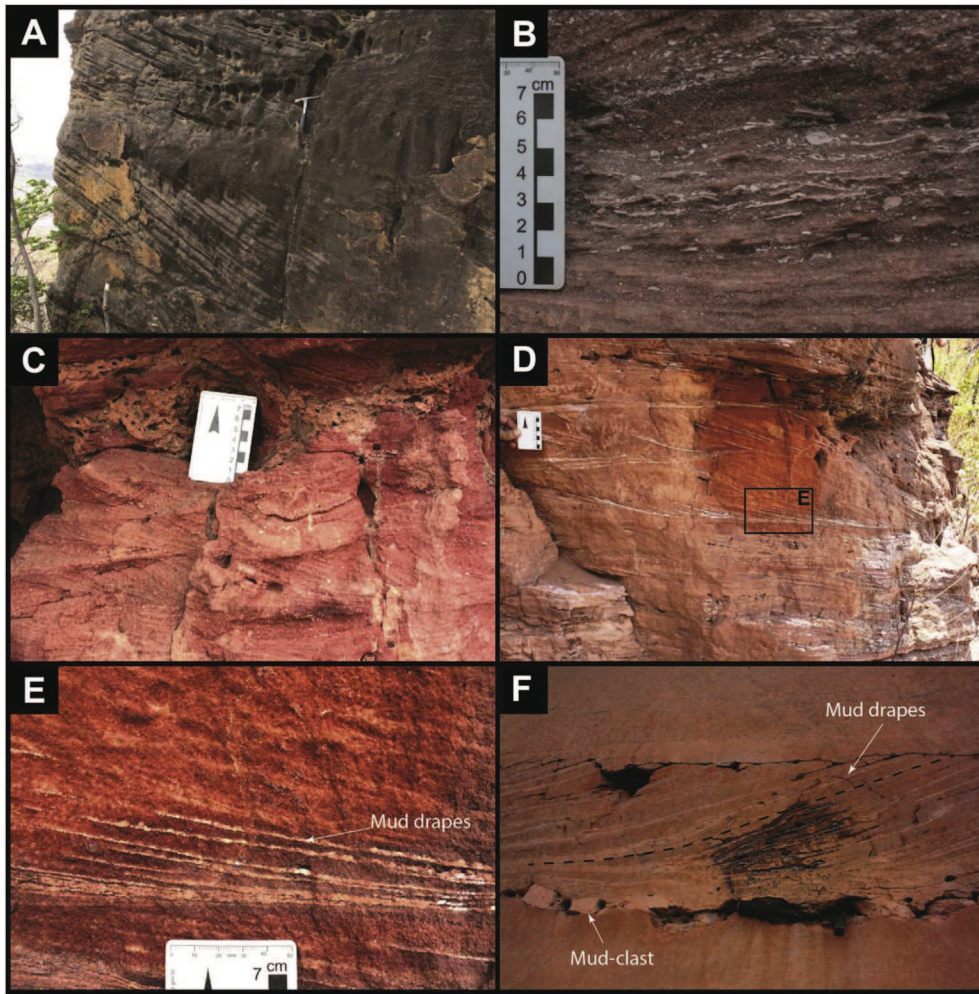


Fig. 7. (A) Co-set of trough cross-strata (St) where individual sets are bounded by horizontal or gently dipping surfaces. (B) Stratified intraclastic sandy conglomerate (Gt); (C) Unidirectional ripple cross-lamination (Sr). (D) Co-sets of mud-draped trough cross-stratification sandstones. (E) Detail showing the irregular mud-drapes partially covering the foresets of trough cross-strata. (F) Mud-draped sigmoidal cross-stratification sandstone with mud-clasts gravel covering the base of the set.

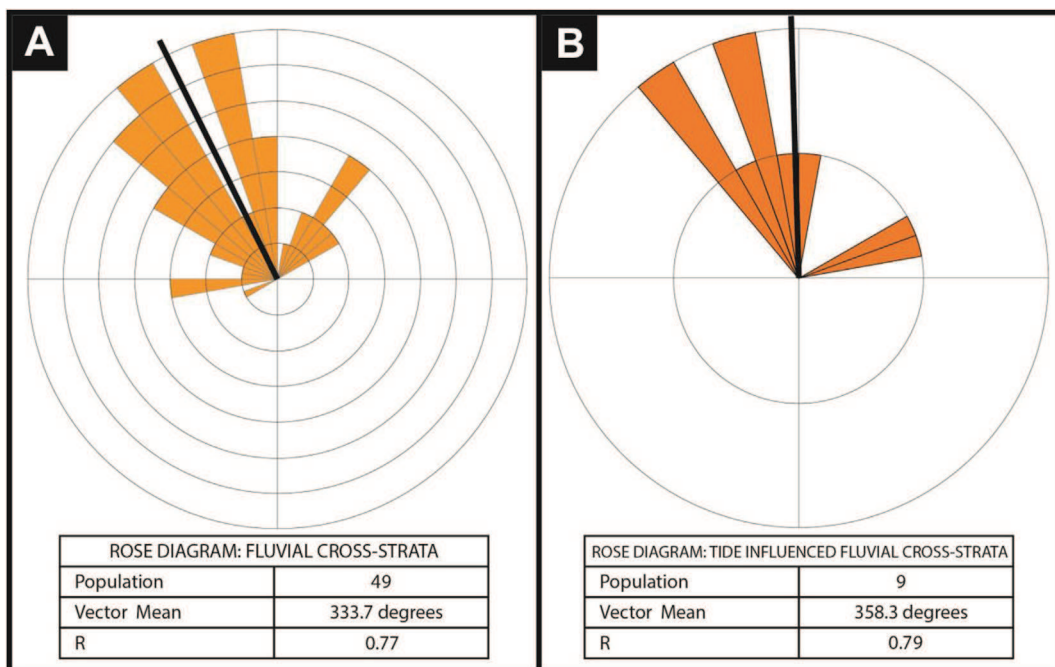


Fig. 8. Rose diagrams indicating the dip directions of: (A) fluvial cross-strata; and (B) tidally influenced cross-strata.

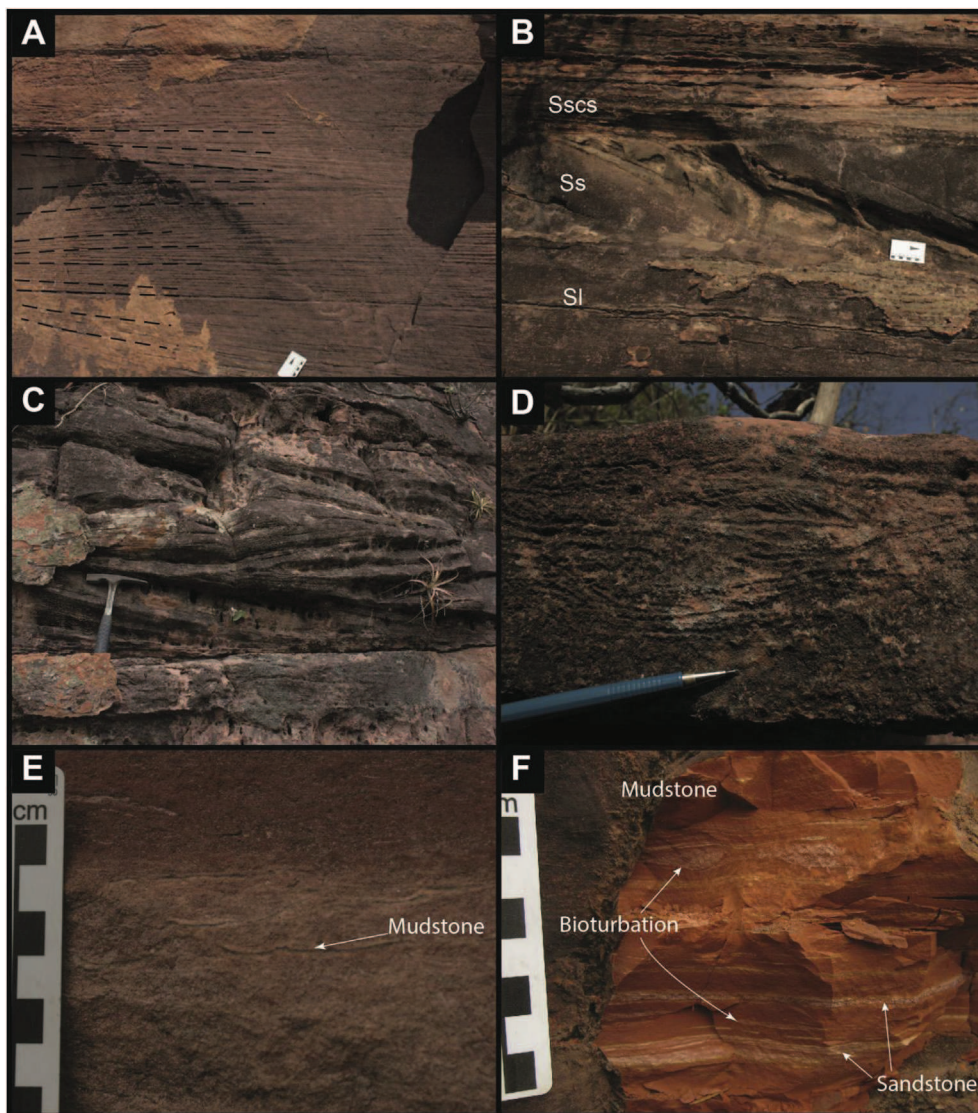


Fig. 9. (A) Low-angle cross-stratification. (B) Sigmoidal cross-stratification (Ss) lens between low-angle cross-stratification (SI) and swaley cross-stratification (Sscs). (C) Swaley cross-stratification with isotropic undulations. (D) Asymmetrical wave ripples with preferred direction towards the right. (E) Heterolithic flaser bedding. (F) Heterolithic linsen bedding with predominance of mudstones and minor bioturbation (*Planolites*).

mean azimuth towards 74.5° (Fig. 10). These facies have sharp erosional lower contacts, usually over SI and Sscs facies and abrupt upper contact.

The low-angle cross-strata foresets dip less than 10° to multiple directions (Fig. 9A) and its sets have a high wavelength (2–3 m) undulatory shape. The swaley cross-strata (Fig. 9C) sets are undulatory and display a low-angle ($<15^\circ$) gently-curved commonly-asymmetrical lamination. The lower contact of facies SI and Sscs is abrupt and occasionally erosive, truncating other SI or Sscs sets, or over an heterolithic facies of the shoreface-shelf facies association. The upper contact, where not truncated by another Sscs or SI set, is abrupt with the Swr facies.

The wave ripples laminae (Fig. 9D) are formed of well-sorted, fine to very fine-grained sandstones and display an undulatory shape from symmetrical to slightly asymmetrical. The internal laminations can be isotropic or anisotropic. The lower and upper contacts of this facies are abrupt with facies SI and Sscs.

4.5.2. Interpretation

The sigmoidal (Ss) and trough (St) cross-stratification are

interpreted as deposits from migrating 3D dunes due to dominantly unidirectional flows (Duke et al., 1991; Clifton, 2006; Dumas and Arnott, 2006). As the higher concentration of paleocurrents lie between 70° and 90° , perpendicular in relation to fluvial paleocurrents, these facies are interpreted to be formed mainly by longshore currents (Clifton, 2006). The remaining paleocurrents are considerably disperse and are interpreted to be formed by dune migration related to cross-shore currents (Clifton, 2006; Dumas and Arnott, 2006).

The low-angle cross-strata (SI) are interpreted as deposits from a combined-flow of an oscillatory and unidirectional current component (Duke et al., 1991). The swaley cross-strata (Sscs) (cf. Leckie and Walker, 1982) are interpreted as oscillatory-dominant high-energy combined-flows deposits (Duke, 1985; Dumas and Arnott, 2006). The asymmetry of the internal laminations is due to the unidirectional component (Arnott and Southard, 1990; Dumas and Arnott, 2006). The wave ripples (Swr) are interpreted as low-energy oscillatory-flow deposits.

The interpretation of longshore and cross-shore currents depositing the facies St and Ss indicates an upper shoreface

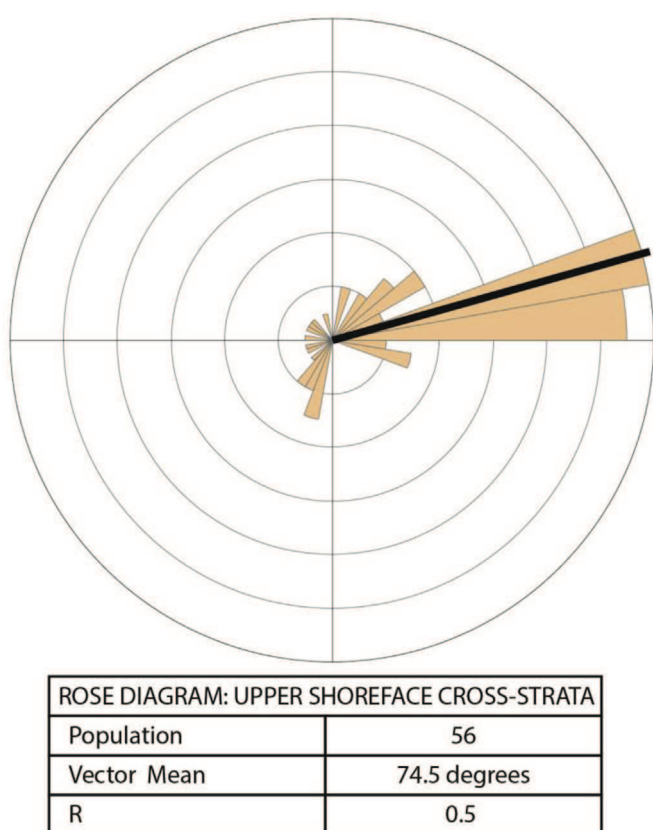


Fig. 10. Rose diagram indicating the dip directions of shoreface cross-strata.

environment (Walker and Plint, 1992; Clifton, 2006). The lack of mudstones and dominance of facies with sedimentary structures associated with oscillatory flows (Sl, Sscs and Swr) indicate deposition above the fairweather wave base at the lower shoreface (Walker and Plint, 1992; Clifton, 2006).

4.6. Shoreface-shelf transition facies association

4.6.1. Description

This facies association is characterized by heterolithic bodies 0.5–2.5 m thick and laterally extensive for a few meters (outcrop size). It is composed of well-sorted, very fine-to fine-grained sandstones and reddish brown mudstones. Six facies were distinguished: sandstones with hummocky cross-stratification (Shcs), sandstones with wave ripples (Swr), sandstones/mudstones in heterolithic bedding (H) and laminated mudstones (Fl), both slightly bioturbated (*Planolites*) (Fig. 9F). The heterolithic beds (H) contain varying mud to sand proportion, forming flaser (Fig. 9E), wavy and linsen (Fig. 9F) bedding, and its sandstones have wave ripples as sedimentary structure.

4.6.2. Interpretation

The sandstones with hummocky cross-stratification are interpreted as oscillatory dominant currents deposits due to strong waves during storm events (Harms et al., 1975; Dumas and Arnott, 2006). The heterolithic beds are interpreted as alternation between wave activity and decantation, with the mud to sand ratio expressing the degree of wave action. The mudstones are interpreted as sediment settling below wave influence. Due to the alternation of oscillatory-related and decantation deposition, this

facies association represents deposits formed between the fairweather wave base and the storm wave base, therefore, at a shoreface-shelf transition environment (Walker and Plint, 1992; Clifton, 2006).

5. Sequence stratigraphy

5.1. Stratigraphic surfaces

Modern sequence stratigraphy uses seven main stratigraphic surfaces as base for development of a stratigraphic framework (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009, 2011). In this study four of these surfaces were identified based on facies and stratal stacking patterns (subaerial unconformity, wave ravinement surface, transgressive surface and maximum flooding surface). These surfaces separate distinct system tracts.

5.1.1. Subaerial unconformity

The subaerial unconformity (SU) is typically a continuous surface, ranging throughout the entire study area. Three styles of SU are observed and interpreted as the result of different processes. The first type is at the base of fluvial strata and overlying aeolian or shallow marine deposits (Fig. 11A). The unconformity surfaces have an irregular concave-up shape, with incision of up to 7 m (Fig. 12), and are commonly marked by a concentration of mud-clasts. The second type is placed at the base of the aeolian deposits that overlie shallow marine deposits. This SU is a nearly flat surface (Fig. 11B) and is locally marked by a concentration of coarse sand grains (Fig. 11C). The third occurrence of the SU is characterized by pedogenized beds between shallow marine deposits. Pedogenesis occurs independently from previously deposited sediments, affecting aeolian and shallow marine deposits. The pedogenesis alters the original fabric (Fig. 13 A to D), sometimes obliterating it and forming massive beds.

The subaerial unconformity (Sloss et al., 1949) forms under non-marine conditions as result of erosion, non-deposition or pedogenesis (Catuneanu et al., 2011; Zecchin and Catuneanu, 2013). The first style of SU is interpreted to be formed by fluvial incision during relative sea level fall. The thickness eroded by this process is quite irregular (Fig. 15), and in places it can remove entire packages of previously deposited rocks. Therefore, the fluvial strata can be overlying aeolian deposits from previous subaerial exposures while the marine deposits that should be between them are entirely missing. The second style of SU is interpreted to be formed by wind deflation and/or bypass during relative sea level fall. The local concentration of coarser sand grains is interpreted as deflation lags formed by erosion of underlying shoreface deposits. Wind erosion is related to negative sediment budget (Kocurek and Havholm, 1993; Mountney, 2006), due to low sediment availability at source area. As the wind direction (102.4° , Fig. 4) is landwards and oblique to the shoreline (74.5° - longshore currents, Fig. 12) the main sediment source likely is the exposed shelf itself, and during relative sea level fall the winds would be undersaturated, causing the deflation. The third style of SU is interpreted as palaeosol formation under subaerial exposure on interfluvial areas (McCarthy and Plint, 1998; Mack et al., 2010).

5.1.2. Transgressive surface

The transgressive surface (TS) separates prograding strata below from retrograding strata above. This surface is observed in marine deposits and in fluvial deposits. In marine deposits, the facies stacking pattern is considered progradational where a grain size coarsening-upwards associated with sedimentary structures is observable, indicating shallowing water depth (Fig. 14A, C). Retrogradation is considered where the opposite is observable

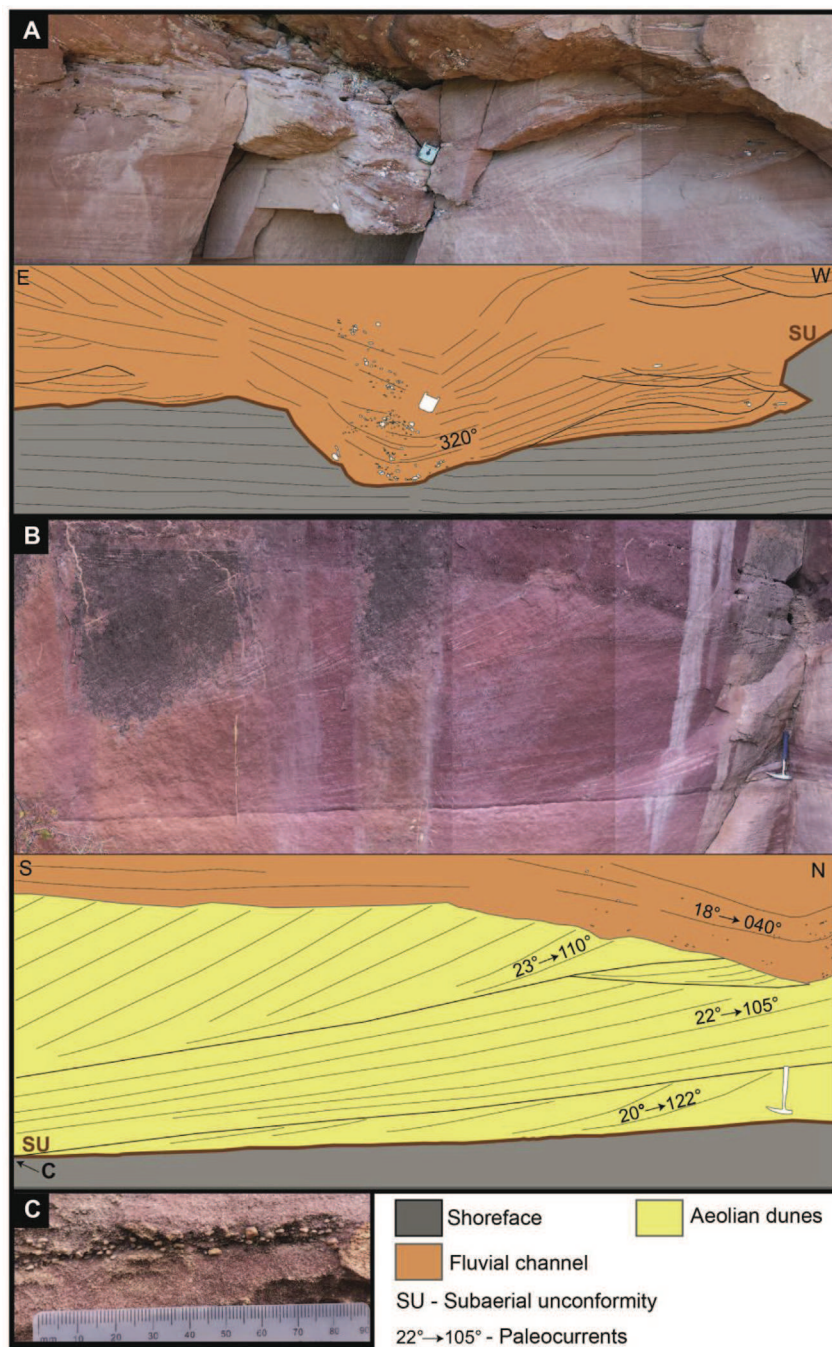


Fig. 11. A) Subaerial unconformity marked by fluvial incision on shoreface deposits, forming channelized geometries with accumulation of mud-clasts. B) Flat-lying subaerial unconformity between aeolian dunes and shoreface deposits. C) Accumulation of coarse sandstone to granules by wind deflation marking a subaerial unconformity.

(coarsening- and deepening-upwards sedimentary structures) (Fig. 14A, B). The TS sometimes is observable in a completely marine succession, and is marked where the stacking pattern changes from progradation to retrogradation (Fig. 14A). The TS is also marked at the base of the tidally-influenced fluvial channel facies association, separating it from the fluvial channels facies association (Fig. 14B) or directly over shallow marine deposits (Fig. 14C).

The TS is interpreted as the passage from normal regression to transgression of the shoreline (Catuneanu et al., 2011; Zecchin and Catuneanu, 2013). Inside the shallow marine system it is a conformable surface, although some degree of diachronicity might occur as lateral variations in sediment supply would affect the

beginning of transgression (Embry, 1995). The tidal influence over fluvial channels is also interpreted to record the beginning of a transgression (Shanley et al., 1992). Where the TS is separating regular from tidally-influenced fluvial channels the passage is considerably conformable, and where it lies directly above shallow marine it is merged with de SU.

5.1.3. Wave ravinment surface

The wave ravinment surface (WRS) is an irregular and undulated surface (Fig. 13E), incising up to 1 m (usually less than 50 cm), into the underlying strata and overlaid by swaley cross-strata (facies Sscs) and occasionally low-angle cross-strata (facies SI).

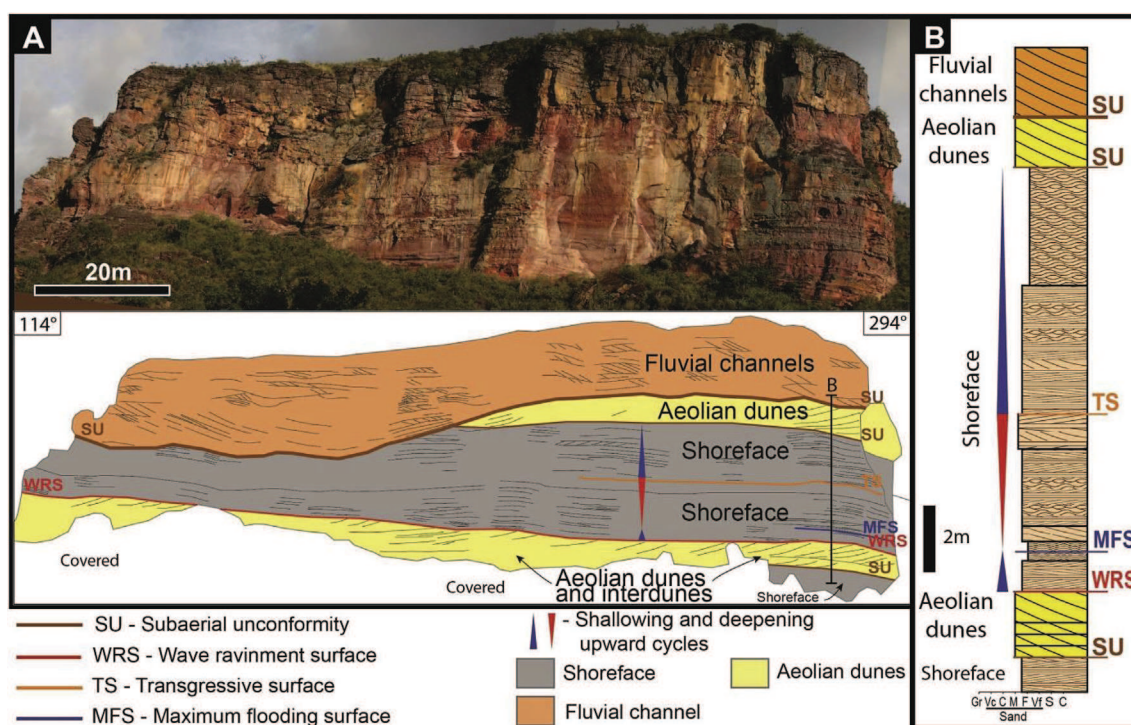


Fig. 12. A) Panel showing the relationship between the systems in three distinct sequences. Note the fluvial channel is eroding through aeolian dunes deposits, and lying directly above the shoreface. The TS is flat-lying on the extremities of the panel, and passes laterally to WRS that erodes the aeolian dunes in the middle. B) Stratigraphic log of the outcrop with the facies associations and observed stratigraphic surfaces.

Occasionally the WRS is marked by a concentration of mud-clasts. It might develop above aeolian, fluvial or pedogenized deposits or, rarely, incise through these deposits and lie directly above shallow marine deposits.

The WRS is a diachronous and erosive surface, interpreted to have formed as result of wave scouring into the shoreface during transgression (Demarest and Kraft, 1987; Nummedal and Swift, 1987). The WRS erosion might locally rework underlying surfaces (Zecchin and Catuneanu, 2013). Where it is placed directly above aeolian or fluvial deposits, the concentration of mudclasts forming a transgressive lag, and the facies SI and Sscs directly above the WRS indicate that foreshore and upper shoreface deposits are missing, hence the WRS reworked the TS. Where it lies directly over shallow marine deposits or pedogenized beds, the WRS has reworked the TS and the SU.

5.1.4. Maximum flooding surface

The maximum flooding surfaces (MFS) in the Piauí Formation are located in the heterolithic and mudstone facies of the shoreface-shelf transition facies association or in wave rippled facies of the shoreface deposits, being at the top of retrogradational sequences. However, it is not possible to trace one single unequivocal surface as the inversion from stacking patterns occurs very gradually, mostly in sandy shoreface intervals (Cattaneo and Steel, 2003), so arbitrary surfaces were chosen in the beds containing the MFS. The maximum flooding surface is a conformable surface and marks the end of transgression (Posamentier and Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1988). It is located at the passage from a retrogradational to a progradational facies stacking pattern (Catuneanu et al., 2011; Zecchin and Catuneanu, 2013).

5.2. System tracts

System tracts are units of time-related depositional systems

bounded by the stratigraphic surfaces and are the building blocks of the stratigraphic sequences (Brown and Fisher, 1977; Catuneanu et al., 2011). As the Piauí Formation was deposited in a shelf setting in a cratonic basin the subsidence was supposedly regular (Soares et al., 1978), therefore the system tracts are interpreted to have determined shoreline trajectories associated with phases of the relative sea-level cycle (Catuneanu et al., 2011; Posamentier and Vail, 1988). Three system tracts are recognized in this study, the lowstand (LST), transgressive (TST) and highstand (HST).

5.2.1. Lowstand system tract

The lowstand system tract (LST) is characterized by aeolian and/or fluvial deposits. This system tract is bounded at the base by a SU and topped by the WRS or TS. Two styles are observed in this system tract according to the depositional system that covers the subaerial unconformity. The first style of LST is characterized by aeolian deposits, of the dunes and interdunes facies association and aeolian sandsheets facies association. These LSTs are bounded at the bottom by a flat SU characterized by wind deflation, and a TS or WRS at the top. The aeolian-dominated LSTs are usually less than 5 m thick, rarely up to 20 m thick. The second style of LST is characterized by fluvial channels facies association deposits. These LSTs are bounded at the bottom by an erosive fluvial SU and topped by WRS (overlaid by shoreface deposits) or the TS (overlain by tidally-influenced fluvial channel deposits). These fluvial dominated LSTs present maximum thickness of 10 m but an average of 2–3 m. Non-deposition and paleosol formation are laterally related to the fluvial channels. The two styles are not laterally related and most sequences have only one of the depositional systems at the LST. In uncommon situations, where the fluvial and aeolian systems occur within the same LST, the aeolian deposits always precede the fluvial deposits (Fig. 11B). No intercalations or other evidence of coexistence were observed, and laterally extensive pedogenized beds are observed.

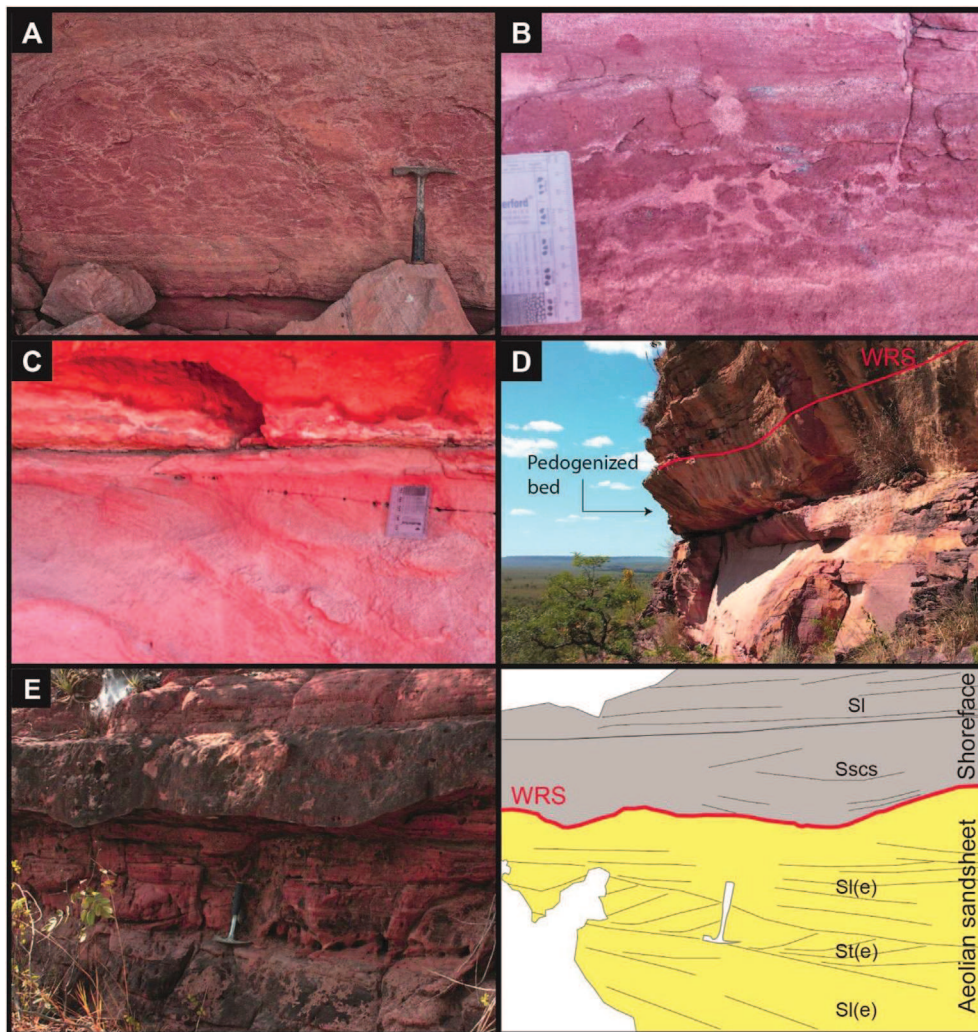


Fig. 13. A) Altered fabric of sandstone due to pedogenesis. B) Detail of pedogenetic texture showing cracks in the sandstone and subsequent filling. C) Contact between pedogenized bed and shoreface deposits. D) Where pedogenized beds are cemented and massive, they are easily recognized at the outcrops. E) Wave ravinment surface (WRS) incising into aeolian sandsheet facies association deposits.

Both the aeolian-dominated and the fluvial-dominated LST have an aggradational stacking pattern, which is typical of the continental sector of the LST (Catuneanu et al., 2011). The different styles of LST are interpreted to be formed under distinct climatic conditions (Jordan and Moutney, 2010; Wakefield and Moutney, 2013). When arid climatic conditions prevailed, aeolian processes and deposition were dominant, as the shelf was at maximum exposure and it was probably the source of sediment. Also the slow rise of the water table during the LST would favor preservation of aeolian deposits. Under humid climatic conditions, higher water tables would limit sand availability for wind transportation (Kocurek and Lancaster, 1999), favoring fluvial runoff and interfluvial pedogenesis.

Where fluvial deposits occur above aeolian within the same LST, an accelerated rise of sea level during late LST associated with climate changing for more humid conditions caused a rise in the water table in the shelf (Kocurek et al., 2001). This would limit the availability of sand for wind transport in the source area, terminating the aeolian deposition. Above the aeolian deposits, the pedogenized beds dominate, with only discrete fluvial channels occurrence.

5.2.2. Transgressive system tract (TST)

The transgressive system tracts (TST) are comprised of shallow marine deposits and or tidally-influenced fluvial channels. They are bounded at the base by a TS or WRS, and topped by a MFS. A shoreface and shoreface-shelf transition retrogradational facies assemblage (Fig. 14A and B) characterizes the shallow marine part of the TST, which is 1–8 m thick. Tidally-influenced fluvial channels, where observed, are also part of the TST and are 1–4 m thick (Fig. 14 B, C). These deposits are separated from LST fluvial channels by a TS, and occasionally occur directly over marine deposits of a previous sequence (Fig. 14C).

The retrogradational pattern of the shallow marine deposits in TSTs is attributed to accommodation space generation outpacing the sediment supply (Catuneanu et al., 2011; Posamentier and Vail, 1988). The onset of tidal influence over fluvial systems is interpreted to be part of the TST, due to the magnification of tides in drowned incised valleys during transgression (Shanley et al., 1992). The architectural relationships between the LST fluvial channels and the tidally-influenced fluvial channels are attributed to auto-genetic shifts of the fluvial system, regardless of whether they occur successively or if one is missing.

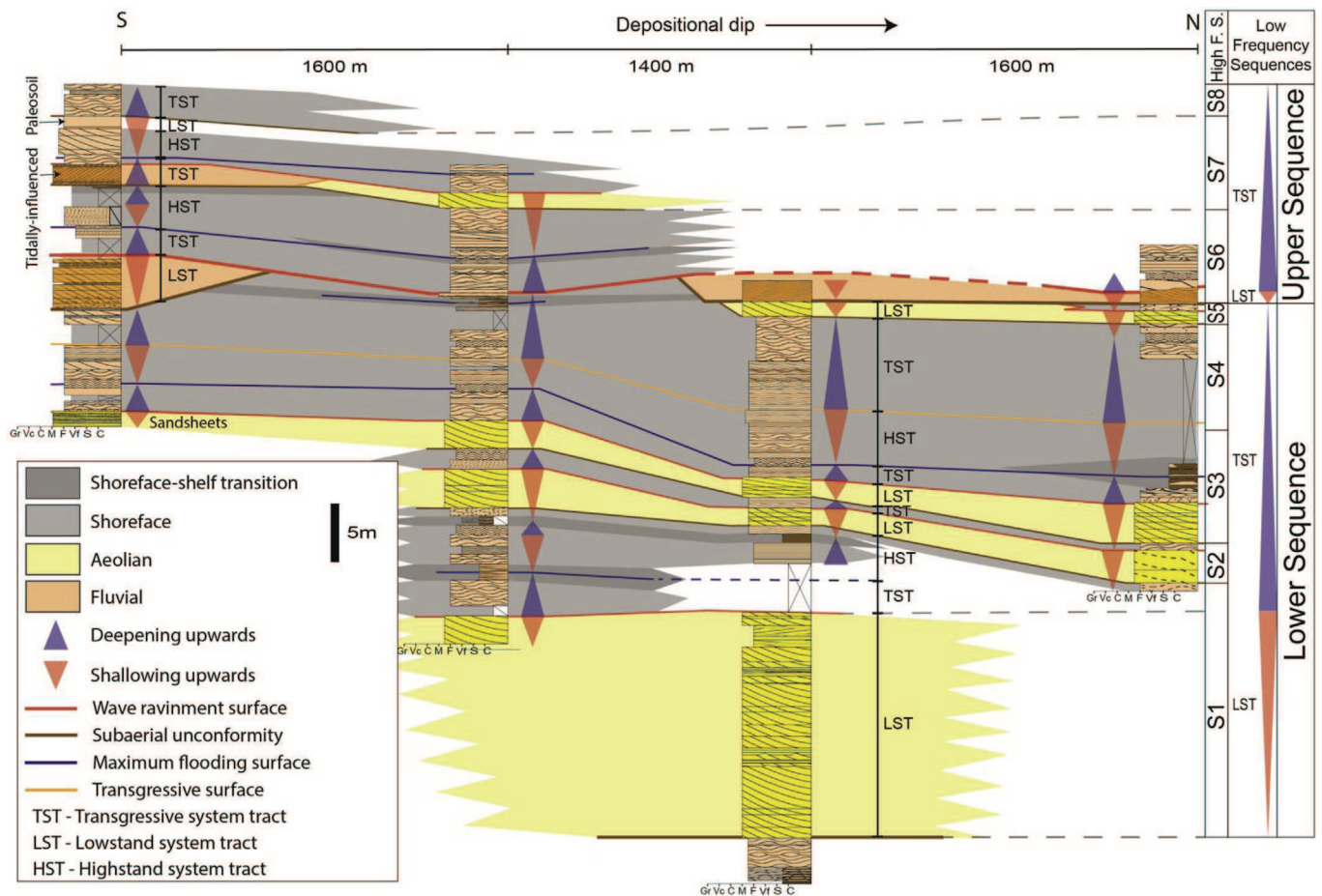


Fig. 15. Correlation panel depicting depositional sequences and the stratigraphic surfaces on a depositional dip. Note the thickness of the aeolian system in S1 followed by increasing ratios of shallow marine deposits over sequences S2 to S5. In addition, through S6 to S8, lowstands are characterized by fluvial deposition and interfluvial pedogenesis sometimes associated with aeolian deposits.

LSTs and TSTs. The Lower Sequence comprises sequences S1 to S5. The base of the Lower Sequence is formed by the LST of sequence S1; it has an aggradational stacking pattern expressed by the thickest non-marine sequence, representing the maximum regression of the Piauí Formation in the study area. The first marine transgressions in S1 mark the beginning of the low-frequency transgressive trend, continued in sequences S2 to S5. In these sequences an increasingly retrogradational trend is marked by decreasing aeolian-dominated LST thickness and becomes less continuous laterally and the thickness of the marine deposits increases. The Upper Sequence comprises sequences S6 to S8 and records a significant change in the architecture of Piauí Formation. While in the Lower Sequence the high-frequency LSTs are aeolian-dominated, the Upper Sequence LSTs are mainly composed of fluvial deposits. The base of the Upper Sequence is formed by sequence S6, which records a significant progradation event that resulted in the emplacement of a highly erosive fluvial unit across the study area. The Upper Sequence continues in sequences S7 and S8, with a transgressive trend characterized by diminishing LST thickness and an increased proportion of shallow marine deposits. Another trend observed in the TSTs of the Upper Sequence is an upward reduction of fluvial deposition in the LSTs, with occasional aeolian deposits preceding the fluvial deposits in the last two high-frequency sequences.

6. Discussion

6.1. Observations on the Piauí Formation stratigraphy

As described in the previous section, both the high frequency (S1 to S8) and low frequency (Upper and Lower) sequences show system tracts differentiation (Catuneanu, 2006). The low frequency sequences could also be divided in transgressive-regressive sequences bounded by transgressive and ravinment surfaces (Embry, 1993, 1995). In this study, we decided to use the depositional sequences (sensu Van Wagoner et al., 1988) divided in system tracts (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2011; Zecchin and Catuneanu, 2013) for both hierarchies of sequences, as this methodology allows better separation of the diverse segments of a A/S full cycle.

The sequence framework of the Piauí Formation shows the absence of the falling stage system tract (FSST) in the study area. This is attributed to the proximal position of the study area to the external boundaries of the basin. Consequently, erosion, non-deposition and pedogenesis dominated during the fall of relative sea level. This part of the sea level cycle is when most of the SU formed. Therefore, FSST should be found in basinward positions.

Another characteristic of the stratigraphic architecture of the study area is the absence of the HSTs in some sequences (S2, S4 and S5). In such sequences the TSTs are bounded above by the SU or the WRS. Low deposition thickness of the HST can contribute to

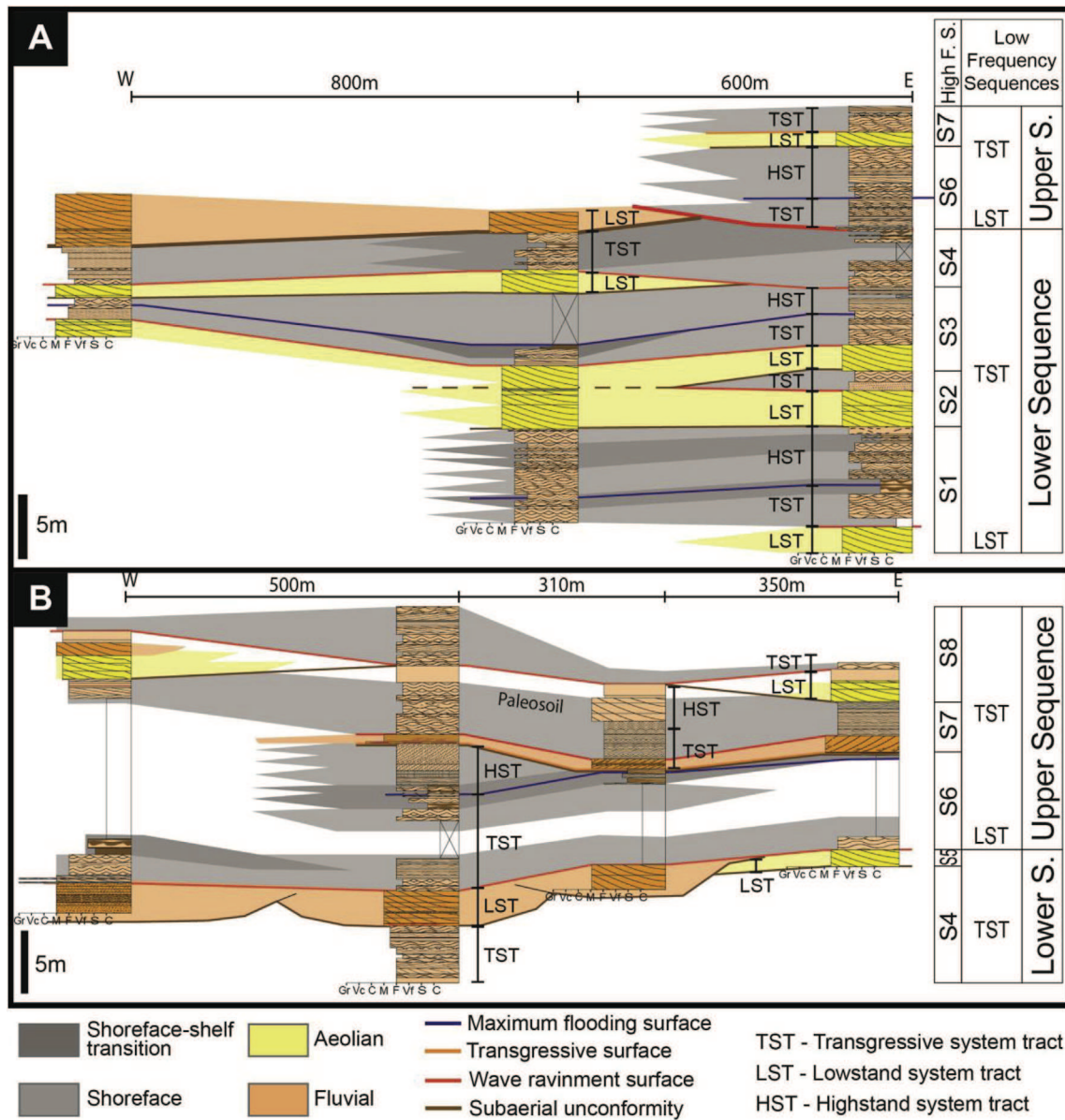


Fig. 16. Correlation panels, in strike section, depicting depositional sequences and the stratigraphic surfaces: (A) mainly of the Lower Sequence, and (B) mainly of the Upper Sequence.

complete erosion of this system tract during relative sea level fall. This might be related to the rates of accommodation to supply ($A \gg S$) favoring transgression over regression during relative sea level rises, causing sequence asymmetry (Zecchin et al., 2009).

6.2. Controls on ciclicity

The eight depositional sequences of the Piauí Formation are formed by cyclic variation of relative sea level, which may have been controlled by the interplay between tectonics and eustasy (Catuneanu, 2006). At this high frequency scale, tectonics are not relevant in the Parnaíba Basin during the Paleozoic, which is placed within the stable Gondwana paleocontinent, where subsidence was considerably linear and constant through time (Soares et al., 1978). The lack of conglomeratic deposition on the margins of the basin, as the Piauí Formation is characterized by an overall monotonous

grain size and well-sorted sandstones, suggests a lack of source area rejuvenation, which further corroborates the absence of tectonic control over sedimentation on the high frequency. However, the tectonic control is credited to influence the sedimentation and accommodation on the low frequency, controlling major cycles of subsidence and development of the supersequences, and position of depocenters over the basin (Milani and Zalán, 1999). During the Late Pennsylvanian the assembly of the supercontinent Pangea occurred, causing a clockwise rotation of Gondwana due to the collision with Laurussia and final closure of the Rheic Ocean (Golonka and Ford, 2000). This orogenic event is deemed responsible for the uplift and formation of the unconformity bounding the bottom of the Piauí Formation (Caputo, 1984; Vaz et al., 2007) and the closure of the Rheic Ocean is compatible with the predominance of continental environments observed in the base of the Piauí Formation. The later transgression is attributed to the

connection of the epicontinental intracratonic basins with the Panthalassa Ocean, which bordered west Pangea.

The main controls on sedimentation are therefore attributed to eustasy and climate. The tabular geometry of the depositional sequences suggest the predominance of glacio-eustatic control on sedimentation (Catuneanu, 2006). This is observed in the continuity of the high frequency sequences at outcrop scale and is also seen on low frequency on seismic sections (Góes et al., 1990), which shows the tabular geometry of the sediments. Sea level during the Late Pennsylvanian possibly was affected by glacio-eustatic fluctuations, causing high-frequency and high-amplitude oscillations (Golonka and Ford, 2000; Maynard and Leeder, 1992). These fluctuations might be attributed to insolation variations associated with eccentricity cycles, which were dominant during the Late Paleozoic (Dickinson et al., 1994; Jordan and Mountney, 2012). Glacio-eustasy in the Late Pennsylvanian was associated with cyclicity in most basins of Pangea (Izart et al., 2003). To the north of our study area, in the USA, sedimentation in several basins of the southern Cordilleran region (Hite and Buckner, 1981; Dickinson et al., 1994; Rankey, 1997; Jordan and Mountney, 2012) and Appalachian Basin (Heckel, 1995; Heckel et al., 1998) are demonstrated to have been controlled by glacio-eustasy. To the south, glacial-related deposits are described in South Gondwana (Vesely and Assine, 2006) and Australia (Eyles et al., 2002). Therefore, it is plausible to infer that glacio-eustasy is the major control at Piauí Formation.

Climatic control played a role in sedimentation as well, likely linked with eustatic variations. Lowstands are associated with growth of high latitude ice caps and increased aridity on lower latitudes (Maynard and Leeder, 1992; Soreghan, 1994; Soreghan et al., 2002; Jordan and Mountney, 2012). This climatic aridity associated with high wind speeds caused by compression of climate cells (Loope et al., 2004) would have contributed to the development of aeolian systems in the LSTs that characterize the Lower Sequence by further increasing sediment disponibility. However, in the Upper Sequence, the LSTs are dominated by fluvial systems and paleosols, suggesting a change to more humid climatic conditions than can be attributed to passage through a wet belt as the paleocontinent migrates towards the north (Golonka and Ford, 2000).

7. Conclusions

The Piauí Formation records deposition in shallow marine, fluvial and aeolian environments accumulated in an intracratonic basin. This stratigraphic unit has six facies associations: (i) aeolian dunes and interdunes, (ii) aeolian sandsheets, (iii) fluvial channels, (iv) tidally-influenced fluvial channels, (v) shoreface and (vi) shoreface-shelf transition.

Eight high-frequency depositional sequences are recognized, bounded by subaerial unconformities, and subdivided into lowstand (LST), transgressive (TST) and highstand (HST) system tracts. During LST times, when arid climatic conditions prevailed, aeolian deposits were dominant, but when there were more humid climatic conditions fluvial systems dominated and interfluvial pedogenesis occurred. TSTs are comprised of tidally influenced fluvial channels and, mainly, shoreface and shoreface-shelf transition deposits organized in retrogradational stacking patterns. The base of TSTs are characterized by deflation of previous aeolian deposits or tidal influence over fluvial channels, followed by a transgressive surface or wave ravinment surface. The upper limit of TSTs are marked by maximum flooding surfaces, even though in some sequences the HST was eroded by a subaerial unconformity and/or wave ravinment surface. HSTs are characterized by storm-dominated, shelf depositional systems, organized in

progradational stacking patterns, marked by a shoreface-shelf transition at the base that passes upward to a shoreface facies association. The eight high-frequency depositional sequences are lower hierarchical divisions of two low-frequency depositional sequences. The Lower Sequence is comprised of a basal continental, aeolian-dominated LST, followed by a thick shallow marine-dominated TST. The Upper Sequence has a thin fluvial-dominated LST, followed by the return of the shallow marine deposits of another TST. These two sequences record the paleoenvironment after formation of the Pangea supercontinent in the Late Pennsylvanian, which initiated with a continental desert environment, succeeded by a marine transgression in the Parnaíba Basin.

The control over formation of these sequences was high frequency oscillations in relative sea level, attributed to glacio-eustatic fluctuations. Climate was also a control of abundance of aeolian and fluvial systems on the LST, and was linked with the glacio-eustatic cycles.

Acknowledgements

This research was funded by Petrobras. The authors thank Marcos Vieira and Fábio Jones for field assistance. Fábio Jones, Adam McArthur and Antônio Magalhães are thanked for reviewing an early version of this manuscript. Massimo Zecchin, Oliver Wakefield and Reinhardt Fuck are thanked for a thorough review that improved the quality of this paper.

References

- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93–114.
- Arnott, R.W., Southard, J.B., 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *J. Sediment. Petrol.* 60, 211–219.
- Blakey, R.C., Havholm, K.G., Jones, L.S., 1996. Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, middle Jurassic Page Sandstone and Tercel Formation, Colorado Plateau, USA. *J. Sediment. Res.* 66, 324–342.
- Brown, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy—applications to Hydrocarbon Exploration*, pp. 213–248.
- Caputo, M.V., 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil* (PhD thesis). University of California, USA.
- Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas, E.L., 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics* 614, 128–145.
- Cattaneo, A., Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-sci. Rev.* 62, 187–228.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, p. 386.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy – discussion. *Earth Sci. Rev.* 94, 95–97.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters Stratigr.* 44, 173–245.
- Clifton, H.E., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 293–337.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine Facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Petrol.* 62, 1130–1146.
- Della Fávera, J.C., 1990. *Tempestitos da bacia do Parnaíba*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil (Doctorate thesis).
- Special Publications of SEPM Demarest, J.M., Kraft, J.C., 1987. Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea-level Fluctuations and Coastal Evolution*, pp. 223–239.
- Dickinson, W.R., Soreghan, G.S., Giles, K.A., 1994. Glacio-eustatic origin of Permo-Carboniferous stratigraphic cycles: evidence from the southern Cordilleran Foreland region. *Tect. eustatic controls Sediment. cycles* 4, 25–34.
- Duke, W.L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology* 32, 167–194.

- Duke, W.L., Arnott, R.W.C., Cheel, R.J., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology* 19, 625–628.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073–1076.
- Embry, A.F., 1993. Transgressive–regressive (T–R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.* 30, 301–320.
- Embry, A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *Nor. Pet. Soc. Spec. Publ.* 5, 1–11.
- Eyles, N., Mory, A.J., Backhouse, J., 2002. Carboniferous–Permian palynostratigraphy of west Australian marine rift basins: resolving tectonic and eustatic controls during Gondwanan glaciations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 184, 305–319.
- Ferreira, M.A., 2010. Análise estratigráfica do intervalo Carbonífero/Permiano da Bacia do Parnaíba em testemunhos de sondagem. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil (Msc Thesis).
- Góes, A.M., 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil (Doctorate Thesis).
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras* 8, 57–67.
- Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B., 1990. Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras* 4, 55–64.
- Golonka, J., Ford, D., 2000. Pangean (late carboniferous–middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 1–34.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary and Stratigraphic Sequences. Society for Sedimentary Geology (SEPM). Short Course 2.
- Heckel, P.H., 1995. Glacial–eustatic base–level–climatic model for late middle to late pennsylvanian coal–bed formation in the Appalachian Basin. *J. Sediment. Research* 1 65B, 348–356.
- Heckel, P.H., Gibling, M.R., King, N.R., 1998. Stratigraphic model for glacial - eustatic pennsylvanian cyclothem in highstand nearshore detrital regimes. *J. Geol.* 106, 373–384.
- Hite, R.J., Buckner, D.H., 1981. Stratigraphic correlations, facies concepts, and cyclicity in Pennsylvanian rocks of the Paradox Basin. *Rocky Mt. Assoc. Geol.* 1981 Field 147–159.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361–387.
- Izart, A., Stephenson, R., Vai, G.B., Vachard, D., Le Nindre, Y., Vaslet, D., Fauvel, P.J., Stüss, P., Kossovaya, O., Chen, Z., Maslo, A., Stovba, S., 2003. Sequence stratigraphy and correlation of late carboniferous and permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 196, 59–84.
- Jones, F.H., Scherer, C.M., dos S., Kuchle, J., 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão member (Santa Brígida formation), Brazil. *Sediment. Geol.* 337, 133–150.
- Jordan, O.D., Mountney, N.P., 2010. Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, south-east Utah, USA. *Sedimentology* 57, 1357–1385.
- Jordan, O.D., Mountney, N.P., 2012. Sequence stratigraphic evolution and cyclicity of an ancient coastal desert system: the Pennsylvanian–permian lower cutler beds, Paradox Basin, Utah, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 82, 755–780.
- Kocurek, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology* 28, 753–780.
- Kocurek, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 19, 43.
- Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments*. Blackwell Science, Oxford, pp. 125–153.
- Kocurek, G., Dott, R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *SEPM J. Sediment. Res.* 51, 579–595.
- Kocurek, G., Fielder, G., 1982. Adhesion structures. *J. Sediment. Res.* 52, 1229–1241.
- Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Siliclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*. American Association of Petroleum Geologists, pp. 393–409.
- Kocurek, G., Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46, 505–515.
- Kocurek, G., Robinson, N.L., Sharp, J.M., 2001. The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. *Sediment. Geol.* 139, 1–13.
- Leckie, D.A., Walker, R.G., 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar–lower Gates interval - outcrop equivalents. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 66, 138–157.
- Lima Filho, F.P., 1991. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano), Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil (MSc thesis).
- Loope, D.B., 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late Paleozoic example from southeastern Utah (Canyonlands National Park, USA). *Geology* 13, 73–76.
- Loope, D.B., Steiner, M.B., Rowe, C.M., Lancaster, N., 2004. Tropical westerlies over Pangean sand seas. *Sedimentology* 51 (2), 315–322.
- Mack, G.H., Tabor, N.J., Zollinger, H.J., 2010. Palaeosols and sequence stratigraphy of the lower permian Abo member, south-central New Mexico, USA. *Sedimentology* 57 (6), 1566–1583.
- Magalhães, A.J.C., Raja Gabaglia, G.P., Scherer, C.M.S., Bállico, M.B., Guadanin, F., Bento Freire, E., Silva Born, L.R., Catuneanu, O., 2015. Sequence hierarchy in a Mesoproterozoic interior sag basin: from basin fill to reservoir scale, the Tombador formation, Chapada Diamantina Basin, Brazil. *Basin Res.* 28, 393–432.
- Maynard, J.R., Leeder, M.R., 1992. On the periodicity and magnitude of Late Carboniferous changes. *J. - Geol. Soc. Lond.* 149, 303–311.
- McCarthy, P.J., Plint, A.G., 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology* 26, 387–390.
- Melo, J.H.G., Loboziak, S., Streef, M., 1998. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bull. Centres Rech. Elf Exploration Prod.* 22, 13–33.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided–river depositional environment. *Earth-sci. Rev.* 13, 1–62.
- Miall, A.D., 1985. Architectural–element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261–308.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York.
- Milani, E.J., Zalañ, P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the paleozoic interior basins of south America. *Episodes - Newsmag. Int. Union Geol. Sci.* 7.
- Mountney, N.P., 2006. Eolian facies models. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 19–84.
- Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology* 805–833.
- Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S., Jerram, D., 1999. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian–fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *J. Geol. Soc.* 156, 771–777.
- Nummedal, D., Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *Special Publications of SEPM*. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea-level Fluctuations and Coastal Evolution*, pp. 241–260.
- Plink-Björklund, P., 2005. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology* 52, 391–428.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and system tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level Changes - an Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 125–154.
- Rankey, E.C., 1997. Relations between relative changes in sea level and climate shifts: Pennsylvanian–Permian mixed carbonate–siliciclastic strata, western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 1089–1100.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongiolo, D.E., Aguiar, E.S., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi formation (upper Jurassic), Rec?ncavo basin, Brazil. *Sediment. Geol.* 194, 169–193.
- Scherer, C.M.S., Goldberg, K., Bardola, T., 2015. Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post–rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sediment. Geol.* 322, 43–62.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.), 1984. *Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Escala, vol. 1. DNPM, Brasília, pp. 9–53, 2.500.000.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., Hettinger, R.D., 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology* 39, 905–930.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949. Integrated facies analysis. *Geol. Soc. Am. Memoirs* 39, 91–124.
- Small, H., 1914. *Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará*. Inspetoria de obras contra as secas, Rio de Janeiro, Brazil.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fullaro, V.J., 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89, 181–191.
- Soreghan, G.S., 1994. Stratigraphic responses to geologic processes: late Pennsylvanian eustasy and tectonics in the Pedregosa and Orogrande basins, Ancestral Rocky Mountains. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 1195–1211.
- Soreghan, G.S., Elmore, R.D., Lewchuk, M.T., 2002. Sedimentologic–magnetic record of western Pangean climate in upper Paleozoic loessite (lower Cutler beds, Utah). *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 1019–1035.
- Souza, P.A., Matzembacher, L.T., Abelha, M., Borghi, L., 2010. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: biocronostratigrafia de intervalo selecionado do poço 1-UN-09-PI (Caxias, MA, Brasil). *Rev. Bras. Paleontol.* 13, 57–66.
- Stokes, W.M.L., 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes—a feature of wind-deposited sandstone formations. *SEPM J. Sediment. Res.* 38, 510–515.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level Changes—an Integrated Approach*, pp. 39–45. *Special Publications of SEPM*.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Silva Travassos, W.A., 2007. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras* 15, 253–263.
- Vesely, F.F., Assine, M.L., 2006. Deglaciation sequences in the permo–carboniferous itararé Group, paraná basin, southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 22, 156–168.
- Visser, M.J., 1980. Neap–spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale

- bedform deposits: a preliminary note (Netherlands). *Geology* 8, 543–546.
- Walker, R.G., Flint, A.G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, pp. 219–238.
- Wakefield, O.J.W., Mountney, N.P., 2013. Stratigraphic architecture of black-filled incised-valley systems: Pennsylvanian-Permian lower Cutler beds, Utah, USA. *Sediment. Geol.* 298, 1–16.
- Zecchin, M., Civile, D., Caffau, M., Roda, C., 2009. Facies and cycle architecture of a Pleistocene marine terrace (Crotona, southern Italy): a sedimentary response to late Quaternary, high-frequency glacio-eustatic changes. *Sediment. Geol.* 216, 138–157.
- Zecchin, M., Catuneanu, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Mar. Petrol. Geol.* 39, 1–25.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“ARQUITETURA DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM ALTA RESOLUÇÃO DO SISTEMA ÉOLICO, FLUVIAL E MARINHO RASO DA FORMAÇÃO PIAUÍ, CARBONÍFERO DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL”.

Área de Concentração: **Estratigrafia**

Autor: **Lucas Valadares Vieira**

Orientador: **Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer**

Examinador: **Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina**

Data: **04/06/2017**

Conceito: **Excelente.**

PARECER:

Trabalho nota 10. Simples, elegante e com resultados publicados em periódicos importante. Esta é a situação ideal de conclusões de um mestrado.

A abordagem faciológica do "sistema Piauí" é irrepreensível. Os controles sobre a ciclicidade estes claramente definidas e a evolução estratigráfica bem demonstrada.

Parabéns ao aluno e seu orientador.

E. Lavina

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"ARQUITETURA DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM ALTA RESOLUÇÃO DO SISTEMA ÉOLICO, FLUVIAL E MARINHO RASO DA FORMAÇÃO PIAUÍ, CARBONÍFERO DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL".

Área de Concentração: **Estratigrafia**

Autor: **Lucas Valadares Vieira**

Orientador: **Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer**

Examinador: **Dr. Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia**

Data:

Conceito: **A (Excelente)**

PARECER:

Uma cuidadosa análise desta dissertação me conduziu a um parecer grau A (excelente) para o resultado alcançado por Lucas Valadares Vieira. Seguem, no entanto, meus comentários:

1) Com respeito ao artigo:

a) Ao se ler o conjunto da obra, tem-se a clara impressão de que o artigo antecede à tese, como um todo. Ou seja, que um grande esforço foi empreendido pelo autor na elaboração e aprovação do artigo em prestigiosa revista técnica internacional, para, em seguida, complementar a tese em português. Ainda assim, neste artigo, alguns problemas conceituais e pequenos reparos na redação final ficaram pendentes (distorções no texto e das figuras às páginas 238, 241, 243, 245, 249, 252, 253). Detalhamento, a seguir.

b) Assim, o texto em português da dissertação foi, de fato, agregado a seu corpo como uma espécie de "aula técnica" sobre Estratigrafia de Sequências. Este contraste entre texto em português e artigo em inglês poderia ter sido atenuado.

c) A introdução do artigo deveria mencionar a utilidade de sua abordagem para a Geologia de Reservatórios.

d) Na caracterização das associações de fácies, apenas nas colunas consideraram-se as superfícies inferiores como relevantes. Nas outras, o autor mencionou as superfícies apenas na figura 2.

e) Finalmente, o primeiro parágrafo do item 6.1

*Lucas Vieira, seu orientador do grau A (Excelente).

Ajusta que o uso dos 4 tratos é feito em ambas as frequências, média e alta. No entanto, a maior baixa frequência e, nesse ponto, de fato, a "T-R cycles" ou de "T e R tracts" resultam ^{da análise} de uma análise de tendência de empilhamento dos tratos de sistemas de alta frequência.

2) Percebi a falta de uma "Conclusão geral" em português, depois da apresentação do artigo.

3) (já corrigido) Percebi de fato, no uso do conceito de Nível de Base (NB) e de Nível Relativo do Mar (NRM), entre as figuras ilustrativas (conceito mais atualizado) e, por outro lado, no texto em português e no artigo, em inglês.

4) (já corrigido) Desequilíbrio entre a abordagem "Superfície de Regressão Máxima", descrita com ênfase em português e "Superfície Transgressiva" utilizada no artigo em inglês, por exigências do revisor.

5) (já corrigido) No resumo, o uso desbalanceado do conceito de "associação de fatos" e de "depósitos" e "sistemas".

Apesar de todas essas observações, o esforço empreendido e o resultado científico muito bem estruturado do artigo, ambos alcançados por *

Assinatura: *Guilherme P. Kapteina* Data: 16/6/2017
Ciente do Orientador: *[assinatura]*
Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“ARQUITETURA DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS EM ALTA REOLUCAO DO SISTEMA EOLICO, FLUVIAL E MARINHO DA FORMACAO PIAUI, CARBONIFERO DA BACIA DO PARNAIBA, BRASIL”

Área de concentração: Estratigrafia

Autor: Lucas Valadares Vieira

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Juliano Kuchle

Data: 05 de setembro de 2017

Conceito: A - excelente

PARECER

A monografia de dissertação de mestrado do autor Lucas Vieira apresenta de maneira plena as condições necessárias para seu título de Mestre em Ciências – (1) mostra domínio científico sobre técnicas bem estabelecidas, (2) apresenta um conjunto de dados compatíveis com a proposta objetivada, (3) aplica as técnicas de forma correta, (4) apresenta interpretações de resultados de forma científica, clara e com plena ciência da limitação de sua análise, e (5) redige sua obra de forma precisa, sem vícios, sem tendências a parcialidade ou subjetividade.

O texto é bem escrito, claro, de boa gramática. Os capítulos são bem organizados, bem ilustrados e as informações são bem estruturadas e apresentadas em ordem correta. As referências bibliográficas são bem utilizadas, e mostra um bom domínio do tema. A formatação está boa e permite uma fluidez da leitura.

Questões específicas:

1. Metodologia – quantos metros de seção total foram levantados?
2. O contexto geológico carece de mais figuras para dar suporte ao texto.
3. Estado da arte da estratigrafia de sequencias está bem escrito e sintetizado.
4. O artigo é relevante, compatível com a revista proposto e o inglês está bem escrito. Bem ilustrado e substanciado.
5. As figuras das fácies são muito boas e bem didáticas.
6. As fácies são muito bem descritas e sempre separadas a descrição e interpretação
7. As associações de facies são bem sintetizadas e estruturadas.
8. Os dados direcionais (paleocorrentes) são bem organizados e fundamentais para substanciar as interpretações.

9. O arcabouço estratigráfico é bem estruturado e coerente. Bem ilustrado.

10. A interpretação dos controles da ciclicidade observada no arcabouço é coerente e bem estabelecida.

Por fim, considero relevante a apresentação de uma dissertação de mestrado com o artigo já publicado, fato que sustenta ainda mais o alto grau de qualidade do estudo desenvolvido.

Parabenizo o autor e o orientador pelo relevante trabalho produzido.

Assinatura:

Data: 05 de setembro de 2017.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: