**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DOS DEPÓSITOS
FLUVIAIS PRÉ-VEGETAÇÃO DA FORMAÇÃO TOMBADOR
(MESOPROTEROZOICO) NA CHAPADA DIAMANTINA
ORIENTAL (BA)**

Bruno Boito Turra

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2014

BRUNO BOITO TURRA

ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DOS DEPÓSITOS
FLUVIAIS PRÉ-VEGETAÇÃO DA FORMAÇÃO TOMBADOR
(MESOPROTEROZOICO) NA CHAPADA DIAMANTINA ORIENTAL
(BA)

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de São
Paulo para obtenção de título de
Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes
de Almeida

São Paulo

2014

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Turra, Bruno Boito

Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos
fluviais pré-vegetação da Formação Tombador
(Mesoproterozoico) na Chapada Diamantina Oriental
(BA) / Bruno Boito Turra. – São Paulo, 2014.

173 p. : il.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Almeida, Renato Paes de

1. Sedimentologia 2. Estratigrafia 3. Sistemas
fluviais pré-vegetação 4. Tectônica e sedimentação
5. Formação Tombador 6. Mesoproterozoico I. Título

Nome: Bruno Boito Turra

Título: Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos fluviais pré-vegetação da Formação Tombador (Mesoproterozoico) na Chapada Diamantina Oriental (BA).

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Geologia

Área de concentração: Geotectônica

Aprovado em: __/__/__

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

AGRADECIMENTOS

Grandes figuras se envolveram não só na elaboração dessa tese, mas durante todo o período de amplas, diversas e substanciais experiências ao longo do doutorado. Agradeço a todos e todas pela convivência, amizade e parceria.

Ao prof. Dr. Renato Paes de Almeida, orientador, pela sugestão do tema e da área, pelo constante brownstorm, sempre com ideias e comentários instigantes, pertinentes e bulinantes. Bom amigo.

Ao coletivo de pesquisa MOCÓ (Memory of Continents), prova viva de que o trabalho em grupo é mais enriquecedor e prazeroso, científica e humanamente. Pelo trabalho coletivo suplantamos a disputa egocêntrica e mesquinha, o carreirismo e competição que por vezes grassam nos corredores do mundo acadêmico. De tão distinta agremiação destacam-se os elementos: Dr. Bernardo Tavares Freitas, exímio elaborador de cenários, grande parceiro, incansável guerreiro e futuro cartunista de sucesso. Dr. André Marconato, ciclo-ativista, o cara da lama, arguto geólogo. Prof. Dr. Felipe Torre Figueiredo, inestimável companheiro de campos e risadas. Dr. Vínicius Tieppo Meira, irmão de rocha, futuro e bem vindo membro do MOCÓ, aquisição de ponta para o grupo. Geólogo Cristiano Padalino Galleazi, finíssimo, sempre ponderado e disposto ao trabalho.

Aos amigos geólogos que participaram de campanhas de campo, brindando-nos com excelente companhia, Msc. Rafael Bittencourt Lima, Msc. André Stern. Ao Luiz Krug, guia da Chapada Diamantina e maior conhecedor da geologia da região. À Beatriz Hadler Bogianni, pela parceria no trabalho de campo e no escritório. À Feia, por todas as desgraças e delícias.

Ao Parque Municipal Sempre Viva, da cidade de Mucugê – BA, pela hospedagem durante campanha de trabalho de campo. À CPRM, e à Geóloga Dra. Mônica Mazzini Perrotta, pelo apoio que possibilitou o fechamento dessa tese.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, pelo o apoio institucional. A realização das atividades relacionadas ao presente trabalho contou com apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) sob a forma do processo 2011/50280-4 (Auxílios à Pesquisa), e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) por meio de bolsa de demanda social do Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica.

RESUMO

A presente tese aborda uma revisão crítica acerca do Grupo Chapada Diamantina no contexto do Supergrupo Espinhaço assim como a discussão sobre as características da sedimentação fluvial no passado remoto, em tempos pré-vegetação, confrontada com o registro da Formação Tombador. A Formação Tombador, de idade mesoproterozoica, compreende uma espessa sucessão (de até 400 metros) de arenitos e conglomerados, e representa o preenchimento basal de uma bacia intracratônica aflorante por grande área no interior do Estado da Bahia, em especial na Chapada Diamantina. Levantamentos de campo foram realizados no Parque Nacional da Chapada Diamantina e adjacências com o intuito de identificar a variabilidade arquitetural dos depósitos fluviais da Formação Tombador bem como seu posicionamento estratigráfico e evolução paleogeográfica. Os resultados obtidos podem então ser relacionados a dois conjuntos de dados: um referente a sucessão superior da unidade estudada no flanco leste da Serra do Sincorá entre as cidades de Andaraí e Lençóis; e outro referente a exemplos de arquitetura deposicional fluvial obtido tanto da sucessão inferior da unidade nas adjacências do Morro do Pai Inácio, quanto da sucessão superior estudada na região de Mucugê. Na região entre as cidades de Andaraí e Lençóis foram levantadas sete seções colunares, representando espessuras de 130 a 340 m da porção intermediária e superior da unidade, com o objetivo de estabelecer sua evolução paleogeográfica local com base em análise estratigráfica e sedimentológica. Análise de fácies e arquitetura deposicional levaram à interpretação de três sistemas deposicionais: sistema fluvial dominado por carga de fundo, sistema de campo de dunas eólicas com depósitos fluviais subordinados, e sistema costeiro dominado por ondas. Correlações entre as seções permitiram o reconhecimento de quatro intervalos estratigráficos principais, de espessuras decamétricas: um intervalo dominado por depósitos eólicos, uma sucessão dominada por depósitos fluviais (sistema fluvial inferior), uma sucessão de depósitos costeiros, seguida por uma nova associação de depósitos fluviais (sistema fluvial superior). A evolução paleogeográfica é caracterizada pelo predomínio de sedimentação eólica nas porções mais basais das seções, dominadas por depósitos de dunas eólicas, lençóis de areia, interdunas úmidas e depósitos fluviais subordinados. Essa associação passa, rumo ao topo, para arenitos conglomeráticos fluviais, cujo padrão de paleocorrentes aponta para um sistema distributário (leque fluvial). Camadas de conglomerados e brechas, são interpretadas como incisões fluviais

em resposta a um controle tectônico que levou ao incremento de declividade e do perfil de erosão. Após esse evento, desenvolveu-se um sistema costeiro arenoso dominado por onda e localmente restrito a um paleovale interpretado por meio da correlação entre as seções utilizando-se os pelitos da Formação Caboclo como datum. Sobreposto à associação costeira um novo ciclo de sedimentação fluvial foi identificado, restrito a um paleovale superimposto ao registro transgressivo, e atribuído à Formação Tombador. A variabilidade arquitetural das sucessões fluviais da Formação Tombador permite a distinção de quatro tipos de estilos fluviais. Esses estilos são definidos pelo registro sedimentar composto pelos elementos: (1) barras conglomeráticas; (2) barras arenosas de pequena amplitude; (3) barras arenosas de grande amplitude; (4) intercalações de depósitos de planícies de inundação. O estilo fluvial dominado pelo elemento (2) pode ser caracterizado como entrelaçado em lençol (*sheet-braided*), e é o predominante nas sucessões estudadas da Formação Tombador. Esse estilo é abundante no registro sedimentar pré-cambriano, e considerado como o dominante durante o passado remoto (pré-siluriano), em tempos anteriores ao aparecimento e a colonização da vegetação terrestre nos continentes. Por outro lado, a relativa variabilidade de registros fluviais da Formação Tombador, aponta para uma maior complexidade da sedimentação fluvial pré-vegetação. Controles alogênicos, tectônicos e climáticos, por condicionarem as taxas de aporte e de geração de espaço na bacia sedimentar, acarretam variações nos processos de sedimentação aluvial e em seu posterior registro na memória dos continentes. Modelamento numérico de perfis fluviais longitudinais na ausência de vegetação e considerações teóricas levaram à caracterização desse sistema de canais mais profundos (elemento 3) com planícies de inundação preservadas (elemento 4) como equivalente antigo das porções de menor declividade do sistema fluvial, áreas em que hoje predominam canais meandantes. Essa mesma abordagem de modelamento numérico permitiu o reconhecimento do predomínio de elementos de canais amplos e rasos (elemento 2), ou seja, de uma maior proporção de depósitos desenvolvidos em trechos de alta declividade, como resultado natural da forma do perfil longitudinal de equilíbrio na ausência de vegetação.

ABSTRACT

The present thesis comprehends a critical review of the Chapada Diamantina Group in the context of the Espinhaço Supergroup, as well as a discussion on fluvial sedimentation in the ancient past confronted with the geological record of the Tombador Formation. The Mesoproterozoic Tombador Formation comprises an up to 400 m thick succession of sandstones and conglomerates and represents the basal infill of an intracratonic basin occurring in a broad area of the inland Bahia State, especially in the Chapada Diamantina. Field works were performed in the Chapada Diamantina National Park and surroundings in order to identify the architectural variability of the fluvial deposits from the Tombador Formation and also its stratigraphic position and paleogeographic evolution. Two sets of data were collected in this work: the first set is associated with stratigraphic surveys on the upper succession studied in the eastern flank of the Serra do Sincorá, between the towns of Andaraí and Lençóis; and the other set is related to examples of fluvial depositional architecture obtained on a lower succession of the unit in the vicinities of the Morro do Pai Inacio and an upper succession in the Mucugê town region. Seven columnar sections were measured in the region between the towns of Andaraí and Lençóis, aiming to establish the local paleogeographic evolution based on stratigraphic and sedimentological analyses. These columnar sections represent 130 to 340 m from the intermediate and upper part of the unit. Facies and depositional architecture analysis lead to the interpretation of three depositional systems: a bedload-dominated fluvial system, an eolian dune-field system with subordinated fluvial deposits and a wave-dominated coastal system. Four main decameter-scale thick stratigraphic intervals were recognized from the correlations between the sections: an interval dominated by eolian deposits, a succession dominated by fluvial deposits (lower fluvial system), a coastal-dominated succession, followed by another association of fluvial deposits (upper fluvial system). The paleogeographic evolution is characterized by the predominance of eolian sedimentation on the lowermost portions of the sections, dominated by eolian dune deposits, sand sheets, humid interdunes and subordinated fluvial deposits. Towards the top, this association gradually passes to fluvial conglomeratic sandstones with paleocurrents suggesting a distributary system (fluvial fan). Breccia and conglomerate layers are interpreted as fluvial incisions due to tectonic processes that produced steepening of the eroded profile. Afterwards, a wave-dominated

sandy coastal system was developed restricted to a paleovalley. The paleovalley relief was interpreted through section correlations using the mudstones of the Caboclo Formation as the stratigraphic datum. Another cycle of fluvial sedimentation was identified overlaying the coastal association. This upper fluvial level is correlated to the uppermost level of the Tombador Formation and is also restricted to a paleovalley, locally eroding the transgressive record. The architectural variability of the fluvial successions of the Tombador Formation allows the distinction of four types of fluvial styles. The elements that characterize these fluvial styles on the sedimentary record are: (1) conglomeratic bars; (2) small amplitude sandy bars; (3) high amplitude sandy bars; (4) intercalations of floodplain deposits. The fluvial style dominated by the element (2) can be characterized as sheet-braided, comprising the predominant fluvial style in the studied successions of the Tombador Formation. This style is abundant in the Precambrian sedimentary record and is considered as the dominant fluvial style during pre-Silurian times, before the appearance of terrestrial vegetation on the continents. On the other hand, the relative variability of fluvial records found in the Tombador Formation points to more complex pre-vegetation fluvial sedimentation. Considering that the sedimentary supply and accommodation space are conditioned by allogenic, tectonic and climatic controls, such natural factors cause variations on sedimentary processes of alluvial systems and their consequent record in the memory of continents. Numerical modeling of longitudinal fluvial profiles lacking vegetation coupled with theoretical considerations yielded the characterization of deeper channelized systems (element 3) with preserved floodplains (element 4) as an example of ancient low slope fluvial system, which in modern settings are characterized by meandering channels. The same numerical modeling approach allowed the recognition of dominance of wide and shallow channels, i.e. higher proportion of deposits developed in high slopes, (element 2) as the natural consequence of the shape of the fluvial longitudinal equilibrium profile under non-vegetated conditions.

Índice

AGRADECIMENTOS	1
RESUMO.....	2
ABSTRACT.....	4
ÍNDICE DE FIGURAS	8
I. CONSIDERAÇÕES INICIAIS	12
I.1. Introdução	12
I.2. Objetivos.....	13
I.3. Métodos	14
I.3.1. Análise de fácies	14
I.3.2. Elementos arquiteturais	17
I.3.3. Paleocorrentes.....	18
II. GEOLOGIA DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA CHAPADA DIAMANTINA (BA)	20
II.1. Introdução	20
II.2. Estruturação regional	22
II.3. Estratigrafia	25
II.3.1. Grupo Rio dos Remédios	26
II.3.2. Grupo Paraguassu.....	30
II.3.3. Grupo Chapada Diamantina	32
II.4. Evolução geotectônica - discussões e considerações	41
III. O APARECIMENTO DA VEGETAÇÃO TERRESTRE E EVOLUÇÃO DE ESTILOS FLUVIAIS AO LONGO DO TEMPO GEOLÓGICO	49
III.1. Introdução	49
III.2. Influência da vegetação sobre os sistemas fluviais.....	50
III.3. Registro sedimentar de sistemas fluviais pré-vegetação.....	54
III.3.1. Análogos	62
III.4. O advento e evolução da vegetação terrestre e o registro fluvial	64
III.5. Discussão e considerações	68
IV. ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA SEÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO TOMBADOR NO LESTE DA CHAPADA DIAMANTINA (ba)	74
IV.1. Introdução	74

IV.2. Contexto geológico	75
IV.3. Sistemas deposicionais	77
IV.3.1. Associação de fácies 1 - Sistema fluvial dominado por carga de fundo	78
IV.3.2. Associação de fácies 2 - Sistema flúvio-eólico	90
IV.3.3. Associação de fácies 3 - Sistema costeiro dominado por ondas	94
IV.4. Empilhamento estratigráfico	103
IV.5. Paleocorrentes	114
IV.6. Evolução paleogeográfica e controles alogênicos na sedimentação	114
V. VARIABILIDADE ARQUITETURAL DAS SUCESSÕES FLUVIAIS DA FORMAÇÃO TOMBADOR	119
V.1. Introdução	119
V.2. Resultados	119
V.2.1. Barras fluviais conglomeráticas	119
V.2.2. Barras fluviais arenosas de pequena amplitude	120
V.2.3. Barras fluviais arenosas de grande amplitude	128
V.2.4. Planícies de inundação fluvial	131
V.3. Síntese do sistema deposicional	132
V.4. Discussão	135
VI. ARTIGO ANEXO "EM BUSCA DOS ANCESTRAIS DOS RIOS MEANDRANTES: MODELOS E EXEMPLOS"	138
VI.1. Introdução	138
VI.2. Searching for meandering rivers ancestors: models and examples	139
VI.2.1. Methods	141
VI.2.2. Model results	142
VI.2.3. Examples from the Tombador Formation	147
VI.2.4. Discussion and conclusions	152
References	153
VII. CONCLUSÕES	155
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	158

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa geológico simplificado da região da Chapada Diamantina.....	21
Figura 2: Estruturas deformacionais na região do Espinhaço Setentrional, Corredor do Paramirim e Chapada Diamantina.....	24
Figura 3: Quadro comparativo de divisões estratigráficas.....	27
Figura 4: Seção estratigráfica esquemática dos grupos Paraguassu e Chapada Diamantina entre as sedes municipais de Andaraí e Patis de Baixo.	34
Figura 5: Seção estratigráfica esquemática ao longo do rio Lençóis, desde a cachoeira da Primavera até sua foz, no rio São José.	35
Figura 6: Modelo de evolução tectono-sedimentar para o Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina Ocidental.	43
Figura 7: Curvas hipotéticas ilustrando a relação entre precipitação e produção sedimentar ao longo do tempo geológico.	52
Figura 8: Curvas hipotéticas ilustrando a relação entre precipitação e escoamento superficial ao longo do tempo geológico.....	52
Figura 9: Experimento em tanque acerca da influência da vegetação no estilo fluvial.....	55
Figura 10: Quadro com variáveis que influem sobre a estabilidade e erosão de depósitos fluviais.	55
Figura 11: As diversas variáveis decorrentes da ausência da vegetação que levariam ao predomínio de sistemas entrelaçados no passado geológico.....	56
Figura 12: Exemplos de estilos fluviais sheet-braided.	59
Figura 13: Organização interna de camadas fluviais sheet like.	60
Figura 14: Canais meandantes em sistemas distributários na superfície do planeta Marte.	60
Figura 15: Estágios evolutivos da vegetação no paleozóico inferior.	66
Figura 16: Interpretações de estilos fluviais para cada estágio de vegetação.	66
Figura 17: Tendências de evolução de fácies aluviais ao longo do Paleozoico.....	69
Figura 18: Mapas de localização e geológico esquemático da área estudada.....	76
Figura 19: Legenda referente as seções colunares das figuras de 20 a 26.....	105
Figura 20: Seção colunar do Rio Ribeirão.....	106
Figura 21: Seção colunar do Rio Cachorrinhos.	107
Figura 22: Seção colunar do Rio Capivara.	108

Figura 23: Seção colunar do Rio Piçarras.....	109
Figura 24: Seção colunar do Rio Caldeirão.	110
Figura 25: Seção colunar do Rio Funis.....	111
Figura 26: Seção colunar do Rio Roncador.	112
Figura 27: Correlação entre as seções estudadas.	113
Figura 28: Mapa geológico com paleocorrentes.....	115
Figura 29: Conglomerado fluvial do nível basal da seção do Rio Ribeirão.	122
Figura 30: Conglomerado fluvial do nível basal da seção do Rio Ribeirão.	122
Figura 31: Estratificações cruzadas de grande porte em barras conglomeráticas. Rio Cachorrinhos.	123
Figura 32: Foto-mosaico no Rio Cumbucas. Paredão próximo à cachoeira do Tiburtino.	124
Figura 33: Detalhe da estruturação interna da camada basal vista na figura 32.	125
Figura 34: Continuação do detalhe da camada basal vista na figura 32.	126
Figura 35: Foto-mosaico no Rio Cumbucas. Paredão próximo à cachoeira das Andorinhas.	127
Figura 36: Canais amalgamados preenchidos por estratos cruzados compostos. Paredão da Serra dos Brejões, vista do Morro do Pai Inácio.	129
Figura 37: Variação lateral entre elementos arquiteturais fluviais. Paredão da Serra dos Brejões, vista do Morro do Pai Inácio.	130
Figura 38: Foto-mosaico da associação fluvial com intercalação de depósitos de planície de inundação. Morro do Pai Inácio.	133
Figura 39: Foto-mosaico da associação fluvial com intercalação de depósitos de planície de inundação. Rio Ribeirão.	134
 Foto 1: Fluvial superior no Rio Funis.	 81
Foto 2: Fluvial inferior no Rio Capivara.....	82
Foto 3: Detalhe do arenito fluvial inferior no Rio Capivara.	82
Foto 4: Vista em perfil de nível com concentração de grânulos e seixos no Rio Caldeirão.	83
Foto 5: Vista em planta do mesmo nível.....	83
Foto 6: Sucessão de conglomerado estratificado e com imbricação na base da seção do Rio Ribeirão.	84

Foto 7: Detalhe da imbricação de seixos.	84
Foto 8: Sucessão de conglomerado brechoide repleto de calhaus e matações de arenito angulosos no Rio Ribeirão.	85
Foto 9: Detalhe da imbricação dos clastos. Notar a presença de seixos e calhaus arredondados nessa fácies.	85
Foto 10: Sucessão de conglomerado brechoide sobreposta à fácies de conglomerado de seixos arredondados na seção do Rio Cachorrinhos.	86
Foto 11: Detalhe do contato entre as duas fácies.	86
Foto 12: Sucessão de arenitos fluviais com intercalações de camadas heterolíticas no Rio Ribeirão.	87
Foto 13: Lag de conglomerado sobreposto por camada de lamitos com laminação heterolítica sucedida por arenito com estratificação cruzada acanalada no Rio Ribeirão.	88
Foto 14: Detalhe do lag de conglomerado com clastos de seixos e calhaus imbricados. ...	88
Foto 15: Gretas de contração em pelitos preenchidas por areia no Rio Cachorrinhos.	89
Foto 16: Vista em planta de marcas onduladas com drape de lama (a esquerda) e marcas de pingo de chuva (a direita) em níveis arenosos contidos na fácies heterolítica. Rio Ribeirão.	89
Foto 17: Arenito eólico, com estratificação cruzada de grande porte, sobreposta à arenitos com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo no Rio Lençóis.	91
Foto 18: Detalhe da fácies da camada sotoposta à cruzada de grande porte.	91
Foto 19: Intercalações de arenitos fluviais subordinados a lençóis de areia eólicos.	92
Foto 20: Camadas tabulares com estratificação cruzada de baixo ângulo em ambiente de pé de duna (dune plint) no Rio Roncador.	93
Foto 21: Vista em planta de marcas onduladas de fluxo oscilatório em ambiente de interduna úmida. Rio Roncador.	93
Foto 22: Arenito médio laminado com estratificação plano-paralela, composta por sobreposição de marcas onduladas.	96
Foto 23: Outro exemplo da fácies dominante na associação costeira. Espessura da camada cerca de 2 metros. Rio Capivara.	96
Foto 24: Detalhes de marcas onduladas simétricas ou quase simétricas. Acima, aggradação formando cavalgamentos subcríticos. Rio Piçarras.	97
Foto 25: Abaixo, geometria em cúspide, e com variação lateral de forma. Rio Roncador.	

.....	97
Foto 26: Estruturas de escape de fluídos (pillar and dishes), nas fácies de marcas onduladas. Rio Capivara.....	98
Foto 27: Estratificação cruzada de baixo ângulo, com geometria cuneiforme. Rio Piçarras.	98
Foto 28: Estratificação cruzadas geradas por fluxo oscilatório e combinado, com dessemelhança estrutural lateral na mesma camada. Rio Cachorrinhos.	99
Foto 29: Estratificação cruzadas geradas por fluxo oscilatório e combinado, com dessemelhança estrutural lateral na mesma camada. Rio Cachorrinhos.	99
Foto 30: Vista geral das intercalações que definem o subsistema deltaico da associação costeira. Rio Capivara.	100
Foto 31: Detalhe de arenitos finos e siltitos laminados deformados sobre calhau contido em camada areno-conglomerática maciça. Rio Capivara.....	100
Foto 32: Aspecto da fácies de siltitos e arenitos finos intercalados com arenito conglomerático maciço, características do subsistema de coarse-grained delta. ...	101
Foto 33: Outro exmplo da fácies de siltitos e arenitos finos intercalados com arenito conglomerático maciço, características do subsistema de coarse-grained delta. ...	101
Foto 34: Estratificação cruzada eólica, intercaladas na associação costeira. Rio Capivara.	102
Foto 35: Estratificação cruzada eólica, intercaladas na associação costeira. Rio Funis. .	102
 Fig. 1. Geological setting of the Tombador Formation.....	143
Fig. 2. Model results (longitudinal river profiles) for three different scenarios.	144
Fig. 3. Model outputs showing the proportion of fine-grained deposits.....	145
Fig. 4. Architecture of Facies Association 1.	149
Fig. 5. Architecture of Facies Association 3.	150
Fig. 6. Lateral relationships among the facies associations.	151

I. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

I.1. Introdução

A evolução da paisagem continental foi grandemente influenciada pela evolução das plantas terrestres ao longo do tempo geológico, com alterações nos padrões de intemperismo, produção sedimentar e estabilidade dos substratos. Nesse contexto, sistemas fluviais e suas planícies de inundação passaram por grandes transformações desde o surgimento das plantas terrestres (e.g. Schumm, 1968; Davies & Gibling, 2010). Como consequência, as sucessões fluviais anteriores ao estabelecimento da vegetação continental (no Siluriano) registram processos que distinguem-se em importantes aspectos daqueles atuantes em ambientes modernos, mas que por outro lado predominaram ao longo da maior parte da história geológica da Terra.

Apesar da importância do reconhecimento das particularidades dos sistemas fluviais pré-Silurianos, os modelos sedimentológicos disponíveis são ainda muito simplistas. De fato, o conceito de estilo “entrelaçado em lençol” (sheet-braided) proposto por Cotter (1978), é recorrente na literatura sobre sistemas fluviais pré-vegetação (e.g. Davies & Gibling, 2010, Davies et al., 2011), sendo que alguns autores reconhecem também sistemas entrelaçados canalizados (Rainbird, 1992; Roe & Hermansen, 1993; Long, 2006; 2011). Tais modelos baseiam-se na consideração de menor estabilidade de bancos marginais aos canais devido à ausência de vegetação, e na suposição de predomínio de carga de fundo em decorrência de menor produção e retenção de finos nos continentes. Assim, rios do Eopaleozoico e do Precambriano apresentariam menores razões profundidade/largura que seus análogos atuais, aliada a maiores taxas de avulsão de canais. O efeito combinado desses processos resultaria em fluxos pobremente canalizados e na preservação de camadas arenosas e/ou conglomeráticas de pequena espessura e grande continuidade lateral.

Outros autores (e.g. Long, 2006; Rainbird, 1992; Roe & Hermansen, 1993) reconheceram depósitos canalizados e de barras compostas em sucessões pré-vegetação, que assim seriam semelhantes às de rios entrelaçados atuais. Estes dois modelos básicos caracterizam aquilo que Davies & Gibling (2010) designaram como fases I e II da evolução dos sistemas fluviais, alegando que antes da estabilização de bancos pela vegetação, não haveria rios meandrantess com planícies de inundação bem desenvolvidas.

Entretanto, a aplicação de apenas dois modelos (entrelaçado em lençol e entrelaçado canalizado) para classificar todos os sistemas fluviais desenvolvidos do início do ciclo hidrológico até o Siluriano, desconsiderando-se a diversidade de climas, ambientes tectônicos, áreas de captação de drenagem, taxas de geração de espaço de acomodação e suprimento sedimentar, é excessivamente simplista. Se esse quadro fosse verdadeiro, toda a variabilidade presente nos sistemas fluviais atuais teria surgido como consequência da vegetação, alterando uma paisagem monótona e previsível estabelecida desde o Arqueano. Esse contraste entre a variabilidade reconhecida em sucessões fluviais pré- e pós-Silurianas levanta importantes questões sobre a viabilidade dos modelos vigentes e o grau de detalhe das descrições e interpretações em que foram baseados.

O estudo de afloramentos selecionados de uma unidade excepcionalmente bem exposta do Mesoproterozoico do Craton São Francisco (Formação Tombador, Nordeste Brasileiro), revela uma considerável variabilidade na arquitetura deposicional e nos estilos fluviais preservados em diferentes áreas de uma mesma bacia, contribuindo assim para um melhor entendimento dos processos atuantes nas planícies aluviais antigas.

A presente tese é estruturada em uma seção inicial em que são descritos o objeto de estudo, os objetivos e os métodos, seguida pelos resultados organizados em dois capítulos de revisão bibliográfica - no item II discorre-se sobre o contexto regional da geologia da área de estudo, no item III desenvolve-se o estado da arte sobre o debate atual, hipóteses e modelos, relacionados à influência da vegetação sobre a sedimentação fluvial bem como as características do registro sedimentar antigo, pré-vegetação - dois capítulos de apresentação, análise e interpretação de dados de campo - o item IV trata das correlações estratigráficas e reconstrução paleogeográfica da unidade na área de estudo e o item V versa sobre a variabilidade arquitetural dos depósitos fluviais estudados - e, por fim, um artigo, anexo, em preparação - item VI, em que são abordados diferentes cenários para sistema fluviais pré-vegetação e respectivas consequências para o registro sedimentar, com exemplos da Formação Tombador, por meio da modelagem numérica de perfis longitudinais de equilíbrio fluvial.

I.2. Objetivos

Essa tese teve dois objetivos centrais. Caracterizar os depósitos fluviais da Formação Tombador dentro do contexto da sedimentação de rios pré-vegetação. Analisar

a relação desses depósitos com demais unidades associadas, para estabelecer um quadro de evolução paleogeográfica, discutindo seus possíveis controles na evolução sedimentar.

I.3. Métodos

I.3.1. Análise de fácies

Apesar de uma crescente insatisfação e do reconhecimento de limitações e ambiguidades, a análise de fácies permanece como o principal método de campo para o estudo do registro sedimentar antigo.

Definições de fácies existem desde o século XIX, porém como método mais articulado a análise de fácies se desenvolveu principalmente durante a segunda metade do século XX. A essência dessa abordagem é estabelecer uma unidade entre processo e produto a partir da análise de afloramentos. Segundo Miall (2000), uma litofácies é definida como uma unidade de rocha distinguida por suas feições litológicas observáveis em afloramento, incluindo composição, granulometria, características do acamamento e de estruturas sedimentares, ou qualquer outra feição observável, como conteúdo fóssilífero por exemplo. Cada litofácies representa assim um determinado processo deposicional, e as associações de fácies caracterizam a dinâmica de um ambiente de sedimentação. Com isso, procura-se através da identificação de fácies e de associações de fácies elaborar modelos deposicionais, que seriam aplicáveis, por sua vez, em diferentes bacias na interpretação e classificação do registro sedimentar.

É necessário fazer uma distinção fundamental, como defendido por Anderton (1985), entre modelo e análise de fácies. Embora configurem elementos de uma mesma abordagem, a distinção desses “momentos” é importante. O crescente reconhecimento da complexidade dos sistemas deposicionais pôs em cheque diversas simplificações contidas nos primeiros modelos de fácies, que foram popularizados principalmente durante as últimas décadas do século XX. Mesmo que exista uma possível crise em relação a validade e utilidade dos modelos de fácies, a análise de fácies como método ou abordagem, por ser flexível, pode ser prolífica (Miall, 1999). Outro ponto central, que os criticismos não resolveram, é que não há uma abordagem alternativa para a descrição e interpretação de rochas sedimentares no campo. Métodos auxiliares, como por exemplo, análise de paleocorrentes e de elementos arquiteturais, somam informações para a

interpretação dos depósitos, entretanto não excluem ou substituem a análise de fácies.

A publicação do livro *Facies Models*, pela Associação Canadense de Geologia (Walker, 1992), contribuiu bastante para a popularização dessa abordagem. Após isso foram publicadas mais duas diferentes edições, com modificações, revisões e releituras. Para ilustrar como se desenvolveram as discussões e opiniões sobre o tema, podemos comparar as seguintes asserções. Walker (1990) considerava o modelo de fácies de turbiditos como universal e bem estabelecido. O mesmo autor, no capítulo introdutório da terceira edição do *Facies Models*, afirma que o crescente reconhecimento da complexidade e variabilidade dos ambientes deposicionais, leva a conclusão que todos os modelos pré-existentes estavam errados (Walker, 2006).

Segundo Reading (1978) o trabalho de Kuenen & Migliorini (1950) sobre turbiditos, onde foram combinados dados de experimentos laboratoriais com observações e deduções sobre rochas aflorantes nos Apeninos na Itália, pode ser considerado o primeiro modelo de fácies publicado na literatura. Esse modelo primevo, usado e adaptados durante décadas, atualmente se encontra em descrédito devido aos avanços tecnológicos que permitiram a observação e aquisição de dados nos sopés plataformais (Shanmugan, 2000). Interessante notar que este que é considerado o primeiro modelo de fácies publicado, foi elaborado para um sistema deposicional que não era passível de observação direta em ambientes atuais. Tal fato mostra que a interpretação de rochas sedimentares antigas não é totalmente ou exclusivamente dependente do entendimento detalhado de ambientes modernos, embora o estudo da sedimentação atual seja, sem dúvida, uma importante ferramenta para tecer analogias com o registro antigo. Para Miall (2000), a análise de fácies é um caminho de “mão dupla”, entre processo e produto.

Bridge (2003; 2006) defende que o único conhecimento válido, ou que detém a primazia, para interpretar sucessões sedimentares, vem da observação direta e da análise de processos atuais. Essa abordagem atualística, mesmo sendo de inegável valor, possui alguns limites. Como as bacias sedimentares registram sucessões que contêm milhões de anos, e as taxas de subsidência ocorrem numa escala temporal muito superior ao intervalo de observação humana direta, essa abordagem pode acarretar numa subestimação da importância de eventos extremos, que possuem maiores magnitudes e menores frequências, na sedimentação. Como meio de simular a evolução no tempo, e suprir a limitação temporal da observação direta, Bridge (2003), também se baseia em estudos laboratoriais e em modelamentos numéricos. Essa abordagem, de alguma forma, não

valoriza o estudo detalhado de afloramentos como meio de contribuir para a evolução do conhecimento. Como consequência disso, os modelos de depósitos fluviais elaborados por Bridge (2003, 2006) são bastante teóricos ou abstratos, e acabam se tornando difíceis de enquadrar nos tipos e variações de depósitos fluviais antigos encontrados no registro litológico.

Essa discussão sobre a utilidade ou validade da análise e modelo de fácies possui em seu cerne uma raiz, pode-se dizer, filosófica. Anderton (1985) discute duas vertentes extremas para ilustrar tal ideia. De um lado a ordem, do outro o caos. Se você possui uma visão da natureza e do universo como algo ordenado e sistemático, a análise de fácies seria, portanto, a tentativa de descobrir o caráter de alguma parte dessa ordem. Objetiva-se assim criar um sistema que classifique as rochas sedimentares e os ambientes modernos a partir de um certo número de partes ou blocos constitutivos. Através de analogia e comparação, essas partes serviriam como ferramentas para a interpretação e explicação geral do registro sedimentar. Se por outro lado, você possui uma visão mais caótica da realidade, sendo o acaso ou aleatório o modo operante da natureza, e considerando que a aparente ordem é mais fruto da mente do observador do que do próprio universo, então a análise de fácies será encarada como uma tentativa de dividir um continuum em uma série de unidades manipuláveis, porém arbitrárias. Anderton (1985) vai além. Se estamos do lado da visão ordenada das coisas, então acreditaremos que existe um número finito de ambientes, de fácies sedimentares descritivas, e também de modelos de fácies interpretativos. Assim sendo, estaríamos constantemente em busca de um estágio de entendimento total, preenchendo, no caminho, possíveis hiatos da estrutura do nosso conhecimento. No outro extremo, se possuímos uma visão mais niilista da vida (palavras do próprio autor), então admitiremos que existe uma variedade infinita de ambientes, fácies e modelos. Desse modo, cada fácies descritiva seria única, assim como teria uma explicação única em termo de modelo de fácies. Anderton (1985), que se declara representante da visão caótica do mundo, reconhece que, de fato, muitas fácies são similares e podem ser classificadas conjuntamente de alguma maneira, mas essas “caixas” serão sempre arbitrárias, e nesse processo feições singulares e significativas podem ser negligenciadas.

Para Miall (1999) o contexto desse debate, e do modo geral que evolui o conhecimento, pode ser analisado pela tensão criativa entre dois enfoques, o purista e o sintético. Quem se coloca na primeira vertente da dicotomia, tende a procurar

constantemente aperfeiçoar nosso entendimento de detalhes descritivos e processos particulares, buscando dessa maneira destacar singularidades ao invés de similaridades entre diferentes objetos. Por outro lado, a abordagem sintética, partiria de uma constatação de que já são conhecidos detalhes suficientes sobre determinado tema ou objeto, procurando assim passar para problemas maiores, por meio de classificações gerais que destaquem as similaridades e que apontem para uma possível unidade entre as variantes.

Não só o arcabouço filosófico, ou de visão de mundo, influenciará a abordagem adotada por diferentes pesquisadores. Outras contingências podem ser determinantes no método escolhido ou aplicado. Reading & Levell (1996) identificam três escolas mais influentes, derivadas da indústria do petróleo, no que tange a elaboração de modelos deposicionais. Seriam essas as escolas Britânica/Holandesa/Shell, Costa do Golfo e Cratônica/Noroeste da América/Exxon. Cada escola desenvolve seus conceitos com base em sua própria tradição, características da geologia regional e da natureza dos dados trabalhados, como afloramentos, sondagens e seções sísmicas.

O procedimento a ser adotado na interpretação dos sistemas deposicionais será a análise de fácies e elementos arquiteturais, aplicada de forma semelhante à descrita por Reading (1986); Walker (1992); Miall (1990, 2000), no entanto sem deixar de considerar críticas e alternativas elaboradas por Bridge (1993) e Bristow (1996).

1.3.2. Elementos arquiteturais

A análise de elementos arquiteturais foi desenvolvida em estudos de ambientes deposicionais aluviais, sendo o procedimento formalizado por Miall (1985; 1996), que define elemento arquitetural como: “(...) um componente de um sistema deposicional equivalente em tamanho ou menor do que o preenchimento de um canal [fluvial] e maior do que uma unidade de fácies individual, caracterizado por uma assembléia de fácies distintiva, geometria interna, forma externa e, em alguns casos, variação vertical [de fácies]”.

Como a análise de elementos arquiteturais baseia-se no reconhecimento de entidades compostas por uma ou mais fácies relacionadas geneticamente por um processo ou conjunto de processos deposicionais, a delimitação e classificação dos elementos fundamenta-se em parte em interpretações genéticas, sendo sua denominação derivada de

tais interpretações (e.g. elemento de planícies de inundação, elemento de canal fluvial). A análise de elementos arquiteturais é de grande utilidade para a interpretação de sistemas deposicionais pois permite o reconhecimento de geometrias e a caracterização de processos não identificados pela simples análise de fácies em perfis verticais.

No estudo dos ambientes fluviais será utilizada a metodologia proposta por Miall (1985, 1996) modificada de acordo com as críticas de Bridge (1993) e Bristow (1996). Tentativamente será aplicado procedimento semelhante para a análise dos depósitos eólicos, com a hierarquização das superfícies limitantes de acordo com as escalas temporais dos processos associados, com base em Brookfield (1977); Kocurek (1988); Kocurek & Havholm (1993).

1.3.3. Paleocorrentes

Um dos principais elementos, derivados de trabalhos de campo, para a caracterização da paleogeografia de bacias sedimentares é a análise de paleocorrentes. Esse tipo de análise baseia-se no reconhecimento e na medição sistemática de estruturas sedimentares que refletem as condições hidrodinâmicas ou aerodinâmicas em que foram geradas, de forma a se reconstituir a direção e, muitas vezes, o sentido da corrente responsável pelo depósito. Obtendo-se medidas suficientes para cada unidade estudada e conhecendo-se seus respectivos ambientes deposicionais pode-se chegar a um modelo de transporte sedimentar na bacia, de fundamental importância para as reconstituições paleogeográficas.

Para o estudo de paleocorrentes em depósitos aluviais e eólicos, as principais estruturas indicadoras do sentido de transporte, e por isso as mais frequentemente medidas, são estratificações cruzadas em arenitos. A interpretação do paleofluxo relacionado a tais estruturas considera que o transporte foi paralelo ao maior mergulho do plano frontal de estratificações cruzadas tabulares e tangenciais e paralelo ao mergulho do eixo de estratificações cruzadas acanaladas.

Foram preferencialmente utilizadas medidas de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, a partir do sentido do mergulho dos estratos, além de medidas de marcas onduladas assimétricas e laminações cruzadas, perpendiculares à crista e com rumo no sentido de caimento do flanco curto, de acordo com Potter & Pettijohn (1977); Miall (1974, 1990); Graham (1988); Tucker (1989).

Os dados obtidos foram tratados no programa aberto OpenStereo. Em localidades onde ocorre mergulho tectônico das camadas, as medidas foram rotacionadas no programa citado, tendo como base uma superfície de referência interpretada como originalmente horizontal, obtidas por exemplo a partir de fácies de decantação, ou sand-sheet eólicos.

II. GEOLOGIA DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA CHAPADA DIAMANTINA (BA)

II.1. Introdução

A Serra do Espinhaço (sensu, Derby, 1906) é um sítio clássico da geologia brasileira devido à ocorrência de rochas portadoras de diamante. Configura uma grande unidade fisiográfica com elevações que atingem mais de 1000 m acima do nível do mar, orientada segundo direção geral N-S, atravessando o interior dos estados de Minas Gerais e Bahia. O Supergrupo Espinhaço é a unidade estratigráfica em que estão agrupadas rochas sedimentares e metassedimentares pré-cambrianas, principalmente siliciclásticas psamíticas, que compõe o substrato geológico da Serra do Espinhaço.

Na Bahia, as unidades do Supergrupo Espinhaço ocorrem em dois domínios distintos, o Espinhaço Setentrional e a Chapada Diamantina, separados por um alto estrutural do embasamento que aflora no vale do rio do Paramirim (**Figura 1**). Na Chapada Diamantina, o Supergrupo Espinhaço é composto, da base para o topo, pelos grupos Rios dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina (Inda & Barbosa, 1978; Dominguez, 1993; Martins et al., 2008). Contrastes estratigráficos e estruturais permitem dividir a região da Chapada Diamantina em duas províncias, Ocidental e Oriental, separadas pelo Lineamento Barra do Mendes-João Correia, de direção geral NNW-SSE (Jardim de Sá et al., 1976).

O modelo de aulacógeno (Jardim de Sá et al., 1976; Inda & Barbosa, 1978; Brito Neves et al., 1979; Brito Neves et al., 1980; Jardim de Sá, 1981, Costa & Inda, 1982) para a bacia onde depositaram-se as porções basais do Supergrupo Espinhaço é bem aceito na literatura. O rift Espinhaço instalou-se em falhas de direção N-S a NW-SE sob esforços de distensão E-W (Schobbenhaus, 1996). Essa fase de sedimentação governada por subsidência mecânica, com vulcanismo ácido associado (Grupo Rio dos Remédios) e deposição de arenitos e conglomerados aluviais preenchendo a calha tectônica, é seguida, após discordância, pela deposição do Grupo Chapada Diamantina, de menor espessura e maior distribuição geográfica, que representaria um episódio de subsidência térmica e desenvolvimento de uma bacia tipo sinéclise (Dominguez, 1993; Martins et al., 2008).

Figura 1: Mapa geológico simplificado da região da Chapada Diamantina – Espinhaço Setentrional. 1- Cobertura fanerozoica; 2 - Supergrupo São Francisco; 3 – Supergrupo Espinhaço (ES – Espinhaço Setentrional; CDOc - Chapada Diamantina Ocidental; CDOo - Chapada Diamantina Oriental); 4 - Embasamento Pré-Espinhaço (a - Bloco Gavião; b – Bloco Paramirim; c - Bloco Sobradinho); 5 - Limites do Cráton do São Francisco (FA – Faixa Araçuaí; FP - Faixa Rio Preto; FRP - Faixa Riacho do Pontal); 6 - Limites do Corredor de Deformação do Paramirim (LBJ - Lineamento Barra do Mendes - João Correia). Extraída de Martins et al. (2008).

Dominguez (1993), baseado na classificação de Klein (1991), interpreta a bacia do Espinhaço, conjuntamente com a bacia onde depositaram-se o Supergrupo São Francisco no Proterozóico Superior, como uma bacia intracratônica polihistórica do tipo sucessora. Os argumentos usados para essa interpretação são: repousa sobre crosta continental; situa-se sobre um bloco cratônico (cráton do São Francisco); esteve afastada de interação de margem de placas durante a maior parte de sua sedimentação; é muito extensa para ser associada à transcorrência. Polihistórica do tipo sucessora, significa que uma série de bacias estão superpostas, e cada estágio de sedimentação está associado a mudanças nos processos tectônicos geradores de subsidência.

II.2. Estruturação regional

A extensão bahiana da cordilheira do Espinhaço pode ser dividida geologicamente em três domínios: Espinhaço Setentrional, Corredor do Paramirim, Chapada Diamantina (e.g. Alckmin et al., 1993; Martins et al., 2008). As rochas proterozoicas do Supergrupo Espinhaço na Bahia ocorrem no Espinhaço Setentrional e na Chapada Diamantina, domínios separados pelo vale do Rio Paramirim, de direção NNO, que representa um alto estrutural do embasamento gnáissico arqueano.

Jardim de Sá et al. (1976) propuseram a divisão da Chapada Diamantina em duas sub-bacias, com características estruturais e estratigráficas próprias, sendo que o limite divisório corresponderia a uma zona de cisalhamento de direção NNO, o lineamento Barra do Mendes-João Correia, que demarca as Chapada Diamantina Ocidental e Oriental. A maioria dos trabalhos posteriores adotaram essa divisão, embora o termo “sub-bacia” tenha sido abandonado e trocado por “província” ou “domínio”, pois tal configuração descrita foi constituída principalmente durante a tectônica deformadora das rochas do Supergrupo Espinhaço (e.g. Schobbenhaus, 1996; Cruz et al., 2007; Martins et al., 2008).

A Chapada Diamantina Oriental possui um arcabouço estrutural mais simples, composto por dobras normais amplas a abertas. As rochas não ultrapassam o anquimetamorfismo, micas detríticas subsistem nos depósitos pelíticos. As unidades do Grupo Chapada Diamantina perfazem, em área, a maior parte desse domínio, em sua porção oeste faz contato com o Grupo Paraguassú, sotoposto, e na porção leste e norte está em contato discordante direto sobre as rochas arqueanas e paleoproterozóicas do

embasamento.

A Chapada Diamantina Ocidental exibe deformação mais intensa, com dobras assimétricas com vergência pra leste. Foliação plano axial está presente na forma de clivagem de fratura ou ardosiana. O metamorfismo que acompanha essa deformação é caracterizado por recristalização de sericita, clorita e biotita. Zonas de cisalhamento com milonitos e cataclasitos de direção NNO são abundantes, principalmente em sua porção oeste. As rochas metassedimentares capeiam em discordância tais estruturas, sugerindo que elas são anteriores a sedimentação, entretanto também são afetadas pela tectônica cisalhante dessas zonas, o que demonstra que foram reativadas em eventos deformadores posteriores (Jardim de Sá et al., 1976). Nessa região predominam as unidades basais do Supergrupo Espinhaço, os Grupos Rio dos Remédios e Paraguassú.

Em estudo focado na análise estrutural da deformação na Chapada Diamantina Ocidental, Cruz et al. (2007) definiram a tectônica dessa região como um cinturão de dobramentos e cavalgamentos com o embasamento envolvido. Os autores consideram que a principal tectônica de inversão do Aulacógeno do Paramirim se processou após a deposição do Supergrupo São Francisco, sendo que o rift teria sofrido uma inversão positiva, gerando um sistema de falhas e dobras com trend NNW durante o Neoproterozóico. Essa interpretação contrasta com a ideia de Jardim de Sá et al. (1976) que consideraram as zonas de cisalhamento estruturas herdadas do embasamento.

Segundo Cruz et al. (2007) o processo de inversão ocorreu em quatro fases coaxiais de deformação progressiva. A primeira fase, sob esforços compressivos de direção WSW-ESE, nucleou um sistema no qual a cobertura sedimentar foi descolada do embasamento formando estruturas vergentes para ESE, incluindo deslocamentos intra-estratais, leques imbricados, duplexes confinados a estratos e outras estruturas de pequena escala. As duas fases subsequentes reativaram as estruturas preexistentes gerando falhas reversas envolvendo o embasamento, zonas de cisalhamento reversas a oblíquas e grandes dobras de direção NNW, sendo as principais responsáveis pela atual compartimentação da Chapada Ocidental. A última fase teria gerado dobras com a mesma orientação mas vergência oposta, para WSW, associada a clivagem de crenulação sobre estruturas previamente formadas em zonas de alta deformação (**Figura 2**).

Figura 2: Estruturas deformacionais na região do Espinhaço Setentrional, Corredor do Paramirim e Chapada Diamantina. Extraída de Cruz & Alkmim (2006).

II.3. Estratigrafia

Em grande parte devido a ocorrência de diamantes, as primeiras investigações geológicas na Chapada Diamantina remetem ao século XIX. Em sua tese de doutorado, Pedreira (1994) fez uma periodização histórica dos estudos na região da Chapada Diamantina elaborando as seguintes fases: a fase "Pioneira" que vai do século XIX ao início do século XX, a fase "Sistemática" que vai daí até o início dos anos 80, e a fase "Genética" iniciada em 1986 e que se estende até os dias atuais. Entre os trabalhos representantes da fase pioneira está a histórica viagem de Spix & Martius no começo do século XIX seguindo a Serra do Espinhaço (Spix & Martius, 1938). Outro trabalho dessa fase é o relatório do Inspetor Geral dos Terrenos Diamantinos na Província da Bahia, Benedicto Marques da Silva Acauã, apresentado ao Governo Imperial em 15 de Abril de 1847 (Acauã, 1847).

O outro período, correspondente a fase “Sistemática”, diz respeito aos estudos de definição e detalhamento da litoestratigrafia da Chapada Diamantina. Entre esses encontram-se os trabalhos de Derby (1906), Branner (1910), Oliveira & Leonardos (1940), Kegel (1959), Maack (1963), Brito Neves (1967), Leal & Brito Neves (1968), Mascarenhas (1969) e Söfner (1973).

A fase “Genética” diz respeito aos trabalhos que buscaram definir com maiores detalhes a evolução sedimentar e paleogeográfica do Supergrupo Espinhaço, como por exemplo Monteiro et al. (1984), Souza & Guerra (1986), Vilas Boas et al. (1988) e Pedreira (1988, 1997). Trabalhos de mapeamento geológico também prestaram importantes contribuições para as correlações e refinamento da estratigrafia da Chapada Diamantina, como o mapa de Inda & Barbosa (1978), os estudos relacionados ao Projeto RADAMBRASIL (Lima et al. 1981) e os mapeamentos em escala de detalhe na região da borda leste da Chapada Diamantina (Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990; Guimarães & Pedreira 1990). O trabalho de Dominguez (1993) contribui para a construção do quadro evolutivo com uma abordagem voltada para análise de bacias.

A divisão estratigráfica assumida no presente capítulo é baseada no mapeamento de Martins et al. (2008) para as unidades basais do Grupo Rio dos Remédios e Paraguassú. Para o Grupo Chapada Diamantina é assumida a divisão de Leal & Brito (1968) em formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, consagrada em trabalhos de mapeamento posteriores (e.g. Inda & Barbosa, 1978; Barbosa & Dominguez, 1996).

Um quadro comparativo entre as diferentes designações litoestratigráficas consta na **figura 3**.

II.3.1. Grupo Rio dos Remédios

A base estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina é marcada por uma unidade essencialmente quartzítica assentada em discordância regional, erosiva e angular sobre rochas gnáissicas arqueanas e granitóides paleoproterozóicos. Incluída no Grupo Rio dos Remédios no mapeamento em escala 1:1.000.000 do Estado da Bahia (Inda & Barbosa, 1978) essa unidade é individualizada por Martins et al. (2008) na Formação Serra da Gameleira com espessuras variáveis de poucos metros a até 200m.

A Formação Serra da Gameleira é constituída por associações de litofácies siliciclásticas continentais com predomínio de depósitos eólicos representado por quartzitos e/ou arenitos bem selecionados com bimodalidade granulométrica. Subordinadamente ocorrem litofácies conglomeráticas intercaladas, interpretadas como depósitos de fluxo de detritos (Martins et al., 2008) em regiões de “pé-de-escarpa” (Jardim de Sá et al., 1978). Fácies areno-conglomeráticas de origem fluvial também são descritas.

Geralmente as rochas dessa unidade encontram-se bastante deformadas por cisalhamento, aflorando principalmente na borda oeste da Chapada Diamantina ocidental, são afetadas pela tectônica deformadora, possivelmente brasileira, que coloca a maior parte da Formação Gameleira tectonicamente entre o embasamento (gnaisse do Complexo do Paramirim), e as rochas vulcânicas ácidas do Grupo Rio dos Remédios (descritas a seguir).

Para Jardim de Sá et al. (1978) esses depósitos já marcariam a tectônica distensiva da instalação do rift do Espinhaço, geradora de depósitos de “pé-de-escarpa”. Na interpretação tectono-sedimentar de Martins et al. (2008), a Formação Gameleira representaria uma fase de sedimentação pré-rift. Tal concepção é principalmente calcada na observação de que não há contribuição de rochas vulcânicas ácidas nos clastos das litofácies conglomeráticas dessa unidade, sendo portanto anterior ao vulcanismo da Formação Novo Horizonte, considerado o marco inicial dos processos tafrogênicos.

Derby (1906)	Neves (1968)	Schobbenhaus & Kaul (1971)	CPRM/PROSPEC/DNPM (1974)	Inda & Barbosa (1978)	Barbosa & Dominguez(1994)	Schobbenhaus (1996)	Projeto Ibitiara-Rio de Contas (2005)	
Grupo Lavras	Grupo Chapada Diamantina	Formação Guariba	Grupo Lavras	Formação Morro do Chapéu	Formação Morro do Chapéu	Formação Caboto	Formação Caboto	
	Grupo Chapada Diamantina	Formação Morro do Chapéu	Formação Tombador	Formação Caboto	Formação Caboto	Formação Tombador	Formação Tombador	
				Formação Tombador	Formação Tombador			Formação Tombador
Grupo Paraguaçu	Grupo Chapada Diamantina	Formação Caboto	Grupo Paraguaçu	Formação Açurua	Formação Açurua	Formação Serra do Sincorá	Formação Açurua	
		Formação Ipuipara		Formação Lagoa de Dentro	Formação Ipuipara	Formação Lagoa de Dentro	Formação Mangabeira	
		Formação Mt. La. de Dentro		Formação Mangabeira	Formação Mangabeira	Formação Lagoa de Dentro	Formação Mangabeira	
		Formação Ouricuri do Ouro		Formação Ouricuri do Ouro	Formação Ouricuri do Ouro	Formação Ouricuri do Ouro	Formação Ouricuri do Ouro	
		Complexo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	
							Formação Novo Horizonte	
							Fm. Serra da Gameleira	

Figura 3: Quadro comparativo de divisões estratigráficas. Extraída de Martins et al. (2008).

Formação Novo Horizonte

A denominação de Complexo Rio dos Remédios, posteriormente classificado como Grupo pelo mapeamento de Inda & Barbosa (1978), foi proposta por Schobbenhaus & Kaul (1971) para agrupar principalmente as rochas vulcânicas e subvulcânicas ácidas que ocorrem na base do Supergrupo Espinhaço na borda oeste da Chapada Diamantina Ocidental. Essas rochas ocorrem em uma faixa com mais de 150 km de extensão desde o norte de Ibitiara até sul de Livramento do Brumado.

No mapeamento de Inda & Barbosa (1978) são diferenciadas, no Grupo Rio dos Remédios, uma unidade vulcânica e uma unidade piroclástica. A primeira formada essencialmente por quartzo-pórfiros, rocha com matriz afanítica cinza e fenocristais de quartzo, por vezes azulados, e cristais de feldspato euédricos a subeuédricos. A unidade piroclástica, basal e subordinada em ocorrência, mais recrystalizada pelo metamorfismo e mais deformada por falhamentos, é representada por quartzitos grossos com “olhos” de quartzo azulado.

Em mapeamento recente de maior detalhe, Martins et al. (2008) agruparam as litofácies vulcânica, subvulcânica, piroclástica e epiclástica do Grupo Rio dos Remédios na Formação Novo Horizonte. Essas rochas apresentam metamorfismo de baixo grau. As unidades metavulcânicas compreendem dacito, riolito e quartzo-pórfito. Em mapeamento gamaespectrométrico, a Formação Novo Horizonte apresenta altos teores de Urânio, Tório e Potássio. A alteração por hidrotermalismo, como potassificação, propilitização, greisenização e silicificação ocorre comumente no conjunto vulcânico/subvulcânico.

A deformação significativa a que essas rochas foram submetidas também alteram seu caráter original. Diversas zonas de cisalhamento geraram sericita xistos, sercita-quartzo xistos, milonitos e ultramilonitos. O hidrotermalismo e deformação dessa unidade geraram mineralizações de cassiterita, ouro, barita e quartzito-rutilado (Martins et al., 2008).

A geoquímica das rochas vulcânicas/subvulcânicas do Grupo Rio dos Remédios indica um magmatismo peraluminoso e alcalino com importante contribuição crustal (Jardim de Sá et al., 1976; Teixeira, 2005). Esse magmatismo ácido é compatível com um ambiente tectônico anorogênico (Teixeira, 2005), ou intracontinental (McReath et al., 1981)

Presença de efusivas ácidas com textura vesicular/amigdaloidal, interpretadas

como feições de topo de derrame, e intercalações de rochas epiclásticas de derivação vulcânica (metarritmitos, meta-arenitos), permitiram a divisão da Formação Novo Horizonte em quatro eventos magmáticos empilhados, sendo que as rochas epiclásticas marcariam períodos de quiescência magmática associados a retrabalhamento do material vulcânico (Dias, 2005 apud Martins et al., 2008).

McReath et al. (1981) identificaram três focos principais de extrusão e atividade magmática na faixa aflorante das vulcânicas ácidas do Grupo Rio dos Remédios. Um entre Ibitiara e Fazenda Juazeiro, onde ocorre um provável domo com espessura de até 2,5 km, com predominância de dacitos e riolitos porfiríticos. De acordo com variações em composição e quantidade de fenocristais (quartzo e feldspato), os autores distinguiram quatro ciclos de derrames nessa localidade. Outro centro de vulcanismo, na região de Paramirim-Água Quente, com espessura de até 1,8 km é composto por pelo menos três eventos de derrames. No último foco identificado, na região de Livramento do Brumado, encontram-se diques alimentadores dos derrames e depósitos piroclásticos, em grande parte erodidos.

Zircões de metarriolitos, aflorantes nos cortes da estrada Paramirim – Érico Cardoso, foram datados por U-Pb em $1.752 \pm 4\text{Ma}$ (Schobbenhaus et al., 1994) e $1.748 \pm 4\text{Ma}$ (Babinski et al., 1994), essas idades são interpretadas como a idade do vulcanismo ácido do Grupo Rio dos Remédios e consideradas como o marco da tectônica de instalação do rift do Espinhaço (Jardim de Sá et al., 1976, Schobbenhaus, 1996).

Formações Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro

Sobrepostos em discordância erosiva às rochas da Formação Novo Horizonte ocorrem quartzitos e metaconglomerados da Formação Ouricuri do Ouro (Schobbenhaus & Kaul, 1971). Os clastos das unidades rudáceas contém litotipos metavulcânicos da unidade inferior além de gnaiss, granitóides, chert, itabirito, basalto, metapelito quartzito e quartzo leitoso (Martins et al., 2008). A Formação Lagoa de Dentro (Schobbenhaus & Kaul, 1971) é composta basicamente por metassiltitos com intercalações subordinadas de quartzitos sericíticos.

Essas unidades são colocadas no Grupo Rio dos Remédios pelo mapeamento de Martins et al. (2008) devido a interpretação tectônica de que, conjuntamente com as vulcânicas ácidas, representam o preenchimento vulcano-sedimentar da fase de

subsidiência mecânica do rift. Em trabalhos anteriores essas formações são agrupadas no Grupo Paraguassú, conjuntamente com outras unidades sedimentares siliciclásticas aflorantes na Chapada Diamantina Ocidental (e.g. Inda & Barbosa, 1978; Dominguez, 1993; Schobbenhaus, 1996).

Contatos gradacionais e interdigitações entre as formações Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro evidenciam a coexistência lateral dos ambientes de sedimentação dessas unidades, o que permite agrupá-las em uma mesma sequência deposicional (Martins et al., 2008). A espessura máxima dessa “tectonossequência” é de 1.400 m (850 m para a Formação Lagoa de Dentro e 550 m para a Formação Ouricuri do Ouro).

As rochas dessas formações configuram um relevo acidentado com cotas entre 1.200 a 2.033 metros, sendo que as unidades quartzíticas sustentam as maiores elevações do relevo como o pico das Almas (1.836 m), e a Serra do Barbado, onde está o ponto mais alto do estado da Bahia (2.033 m). Essa característica geomorfológica deve estar condicionada pela significativa deformação impressa nessas rochas, com movimentação vertical de blocos delineados por zonas de cisalhamentos subverticais e que mostram variações bruscas do mergulho das camadas (Martins et al., 2008).

Martins et al. (2008) interpretam ambientes de sedimentação de leque aluvial, fluvial entrelaçado e eólico para as rochas psamíticas e rudáceas dessa sequência. As litofácies conglomeráticas são associadas a processos de fluxo de detritos que evoluem para rios entrelaçados cascalhosos. Paleocorrentes para nordeste indicam área fonte o oeste, relacionada à falhas da borda ativa do rift. Associações de fácies de arenitos e litoarenitos com estratificação cruzada são interpretadas como depósitos fluviais entrelaçados com paleocorrentes para nor-noroeste, o que indicaria um sistema fluvial axial ao eixo da bacia. Esse sistema aportaria a noroeste em um lago representado pelos pelitos da Formação Lagoa de Dentro intercalados a arenitos com presença de estruturas sedimentares geradas com participação de fluxos oscilatórios em ambiente deltaico. No topo do pacote sedimentar da sequência Ouricuri do Ouro/Lagoa de Dentro ocorrem depósitos eólicos representados por arenitos bimodais com estratificações cruzadas de grande porte.

II.3.2. Grupo Paraguassu

Repousada em discordância erosiva sobre a sequência composta pelas formações

descritas acima, ocorre outra sequência deposicional agrupada no Grupo Paraguassú constituído pelas Formações Mangabeira (Schobbenaus & Kaul, 1971) e Araçua (Inda & Barbosa, 1978) com contato gradacional entre si (Martin et al., 2008). A espessura máxima dessa pilha sedimentar atinge cerca 920 m. Por possuírem ampla distribuição espacial, extrapolando a calha tectônica do rift onde estão restritos os depósitos da sequência anterior, e por serem unidades que apresentam pequenas variações vertical e lateral de fácies, o Grupo Paraguassú está relacionado a um quadro tectono-sedimentar distinto, sem influência de subsidência mecânica, já numa fase pós-rift (Martin et al., 2008).

Além da pouca variação litofaciológica, resultado da ausência de atividade tectônica significativa durante a sedimentação, e a ampla distribuição geográfica que distingue o Grupo Paraguassú do Grupo Rio dos Remédios, as unidades do Paraguassú encontram-se menos deformadas, com metamorfismo de baixo grau e hidrotermalismo restritos às principais zonas de cisalhamento. Por serem também constituídos por litotipos menos resistentes formam um relevo de planalto, menos acidentado, com cotas entre 1.000 e 1.400 metros, situação que torna muito escassos os afloramentos desse grupo.

Os ambientes deposicionais eólicos e costeiros da sequência Mangabeira/Araçua também contrastam com a sedimentação predominante flúvio-lacustre continental da sequência Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro. A Formação Mangabeira é composta basicamente por arenitos/quartzitos que apresentam associações de fácies de dunas eólicas, bimodalidade granulométrica e estratificação cruzada de grande porte, com associações subordinadas de arenitos mal selecionados com estratificação cruzada acanalada de origem fluvial. No topo dessa formação ocorre retrabalhamento marinho dos arenitos. Apesar das diferenças significativas mencionadas acima, que levaram o mapeamento de Martins et al. (2008) a separar as formações Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro do Grupo Paraguassú, vale notar que descritivamente as fácies da Formação Mangabeira são muito semelhantes às fácies de topo da sequência clástica do grupo Rio dos Remédios, o que pode acarretar em dificuldades na separação estratigráfica dessas unidades. Por essa razão, trabalhos anteriores, como acima descrito, agrupam todas as unidades sedimentares da Chapada Diamantina Ocidental no Grupo Paraguassú.

Na Formação Araçua predominam litotipos mais pelíticos, consistindo em metarritmitos, meta-argilitos, com conglomerados intraformacionais subordinados. As estruturas sedimentares presentes são estratificação plano-paralela, marcas onduladas

heterolíticas, marcas onduladas simétricas de fluxo oscilatório, estratificações cruzadas acanaladas e sigmoidais. O ambiente de sedimentação é interpretado como costeiro a marinho plataformaraso.

O Grupo Paraguassú, distintamente do Grupo Rio dos Remédios, aflora na região da Chapada Diamantina Oriental, onde também é conhecido pelo nome local de Formação Guiné (Montes, 1977). Em mapeamento na escala 1:100.000 (Bonfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990) as camadas pelíticas do Grupo Paraguassú, na região da Folha Lençóis, são interpretadas como depósitos deltaicos contendo associações de fácies de prodelta e de frente deltaica (**Figura 4**). A sul, na Folha Mucugê, as unidades desse grupo também incluem sistemas aluviais e eólicos no empilhamento sedimentar. Pedreira & Margalho (1990) obtiveram dados de paleocorrentes (47 medidas) de estratificações cruzadas em sucessões aluviais que apresentam ampla dispersão com componentes para “E, W, NE, NW, S”. Dominguez (1993) e Martins et al. (2008) identificaram uma componente de transporte principal para E nas fácies fluviais do topo do Grupo Paraguassú, porém tais autores não apresentam dados estatísticos dessas medidas.

II.3.3. Grupo Chapada Diamantina

O Grupo Chapada Diamantina foi definido por Leal & Brito Neves (1968), como composto pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. É a seção mais estudada e conhecida do Supergrupo Espinhaço da Bahia (Dominguez, 1996). Sua unidade basal, a Formação Tombador, sustenta os paredões que caracterizam a exuberante fisiografia da Chapada Diamantina. Nos trabalhos de mapeamento do Projeto RADAMBRASIL, a Formação Tombador, devido a sua ampla ocorrência, expressão em área e relativa homogeneidade foi considerada como “camada guia” para correlações.

A natureza do contato basal do Grupo Chapada Diamantina (Formação Tombador) com o Grupo Paraguassú é controversa na literatura e não plenamente estabelecida (Dominguez, 1996). Nos trabalhos de Bomfim & Pedreira (1990) e Pedreira (1997) a passagem de um grupo para outro é considerada gradacional (**Figura 4**). A maioria dos trabalhos, entretanto, assume uma discordância regional, tendo em vista o caráter predominantemente erosivo da base da Formação Tombador e sua área mais extensa de ocorrência em relação a unidade inferior, marcando provavelmente um novo

episódio de subsidência com características distintas dos episódios anteriores (e.g. Dominguez, 1993; Schobbenhaus, 1996; Martins et al., 2008). Outro dado importante que diferencia a sedimentação dessa unidade é o aparecimento de um importante sistema fluvial (Fm. Tombador) com paleocorrentes para oeste, praticamente oposta ao sentido de paleocorrentes predominante nos sedimentos fluviais do Grupo Paraguassú, para sudeste (Dominguez, 1993; Pedreira, 1997). Essa situação marca uma mudança abrupta na locação da área fonte e na dispersão de sedimentos nas antigas bacias.

Formação Tombador

A denominação Tombador para referência estratigráfica deve-se ao trabalho de Branner (1910). Sua área de ocorrência é bastante ampla, na região da Chapada Diamantina Ocidental e na região oeste da Chapada Diamantina Oriental está sobreposta às unidades do Grupo Paraguassú. Na borda leste da Chapada Diamantina Oriental está repousada em discordância diretamente sobre o embasamento arqueano-paleoproterozóico, como na Serra do Tombador perto da cidade de Jacobina, donde provem o nome da unidade estratigráfica e sua seção tipo. A Formação Tombador detém grande valor econômico e histórico por ser portadora de diamantes que ocorrem em sua porção superior, associados à possantes camadas conglomeráticas (Montes, 1977; Pedreira, 1994; Martins et al., 2008).

Bomfim & Pedreira (1990) reconheceram quatro associações de litofácies interdigitadas, mapeáveis em escala 1:100.000, na Formação Tombador na região da Folha Lençóis: as associações flúvio-eólica; fluvial; eólica; e de leques aluviais (**Figuras 4 e 5**). Essas unidades são descritas a seguir com base no trabalho supra-citado que possui descrições mais pormenorizadas e apresenta os mesmos dados usados em trabalhos posteriores (e.g. Pedreira, 1997).

A associação de litofácies flúvio-eólicas, de maior área aflorante na região mapeada, tem contato basal gradacional com arenitos e pelitos do Grupo Paraguassú e com as demais associações da Formação Tombador. As litofácies predominantes são: arenito com estratificação cruzada tabular; arenito com estratificação cruzada acanalada; arenito bimodal com estratificação cruzada de grande porte; arenito com estratificação plano-paralela. As duas primeiras litofácies são interpretadas como depósitos fluviais, relacionadas a migração de dunas sub-aquosas depositadas por correntes unidirecionais.

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	CÓDIGO	SEÇÃO ESQUEMÁTICA	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL
FORMAÇÃO CABOCLO	Pcpm		Arenito fino, róseo, bem selecionado, em corpos sigmoidais empilhados de pequena potência. Abundante estratificação cruzada, tipo “espinha-de-peixe”.	Planície de maré.
FORMAÇÃO TOMBADOR	Ptl		Conglomerado suportado pelo grão, localmente pela matriz, com alternância de arenitos mal selecionados e microconglomerados.	Leques aluviais interdigitados por rio entrelaçado proximal.
	Ptf/e		Arenito médio/grosso, localmente seixoso, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares planares.	Sistema fluvial com rios entrelaçados.
	Ptl		Conglomerado suportado pelo grão. Tamanho máximo/médio dos seixos: 12 cm.	Leque aluvial.
	Ptf/e		Arenito médio/grosso, localmente seixoso, esbranquiçado a róseo, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares planares.	Sistema fluvial com rios entrelaçados.
GRUPO PARAGUASSU	Ppfd		Arenito de granulometria muito fina a média em corpos sigmoidais, empilhados com potência de até 60 cm. Abundantes ondulações cavalgantes e presença de estratificação cruzada tipo “espinha-de-peixe”.	Frente deltaica com retrabalhamento por maré.
	Pppd		Lamitos e argilitos creme a avermelhados, com níveis bioturbados, apresentando laminação plano-paralela. Alternam-se níveis subordinados, pouco espessos, de arenito muito fino (arenito siltítico), com conspícuas ondulações truncadas de pequeno comprimento de onda.	Prodelta.

Figura 4: Seção estratigráfica esquemática dos grupos Paraguassu e Chapada Diamantina entre as sedes municipais de Andaraí e Patis de Baixo. Extraída e redesenhada de Bomfim & Pedreira (1990).

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	LITOFACIES		SEÇÃO ESQUEMÁTICA	PALEO-CORRENTES	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL
	PREDOMINANTES	SUBORDINADAS				
FORMAÇÃO CABOCLO	Ao, Ap				Alternância de arenitos finos, argilosos, esbranquiçados a róseos, com lamitos da mesma cor. Predomínio de estratificação paralela a subparalela.	Barras de <i>off-shore</i> .
	Pwlc					
	Ap				Quartzoarenito fino, róseo, bem selecionado, em camadas empilhadas de 20-25 cm, com estratificação plano a subparalela.	Dunas eólicas retrabalhadas por maré(?).
FORMAÇÃO TOMBADOR	Aca	Mrca, Mrct, Rsg, Rsm		215	Arenitos médios/grossos mal-selecionados, localmente seixosos, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, apresentando corpos descontínuos de conglomerado.	Sistema fluvial de rios entrelaçados proximal a mediano.
	Act			225	Predominância de conglomerado suportado pelo grão seixos de quartzito, quartzo e arenito. Tamanho máximo médio dos seixos entre 30-35 cm.	Leques aluviais.
	Rsg	Rsm, Aca, Act, Mrca, Mrct			Arenitos médios/grossos, mal-selecionados, localmente seixosos, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas.	Sistema fluvial de rios entrelaçados.
	Aca, Act	Mrca, Mrct		305	Quartzoarenito fino, médio bem selecionado, com grandes estratificações cruzadas de baixo ângulo. Presença de <i>grain flow</i> e <i>grain fall</i> , e de grandes corpos sigmoidais (dunas parabólicas).	Campo de dunas eólicas.
	Ags			146		
	Abm					

Figura 5. Seção estratigráfica esquemática ao longo do rio Lençóis, desde a cachoeira da Primavera até sua foz, no rio São José. Extraída e redesenhada de Bomfim & Pedreira (1990). Abreviações: Ao - arenito fino, retrabalhado por onda; Aca - arenito médio/grosso, localmente seixoso, com estratificações cruzadas acanaladas; Mrct - microconglomerado com estratificação cruzada tabular; Ags - arenito com geometria sigmoidal; Ap - arenito com estratificação planoparalela; Act - arenito médio/grosso, localmente seixoso, com estratificações cruzadas tabulares; Rsg - conglomerado suportado pelo grão; Rsm - conglomerado suportado pela matriz; Pwlc - pelito englobando *wavy*, *linsen* e níveis de *chert*; Mrca - microconglomerado com cruzada acanalada; Abm - arenito bimodal, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares tangenciais de baixo ângulo.

As duas últimas litofácies são produtos de sedimentação eólica na forma de dunas e interdunas respectivamente.

As litofácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada e tabular são compostas por arenitos de granulação média a grossa, mal selecionados, com seixos e grânulos esparsos ou por vezes concentrados em níveis cascalhosos, organizados em camadas tabulares com espessuras variando de decimétrica a métrica. Oitenta medidas de paleocorrentes nessas fácies exibem um vetor médio para aproximadamente N 250°, indicando um transporte sedimentar predominante de ENE para WSW.

Os depósitos eólicos dessa associação são representados por arenito fino a médio, bem selecionado, apresentando bimodalidade de grãos bem marcada, produto de processos de fluxo de grãos e queda de grãos característicos de sedimentação eólica em frente de dunas. Depósitos interpretados como de ambiente de interduna possuem litologia semelhante aos depósitos relacionados às dunas eólicas, entretanto apresentam geometria distinta caracterizada por camadas tabulares de grande extensão, com espessura de poucos centímetros até meio metro e laminação interna acentuada. Nessa litofácies é comum a ocorrência de pavimentos com marcas onduladas destacadas.

Fácies conglomeráticas ocorrem de maneira subordinada na associação flúvio-eólica, tanto suportadas pelos clastos como pelo arcabouço arenítico. Os clastos maiores, com tamanho médio de seixos, são compostos por fragmentos de quartzo arredondados a subangulosos, e metarenitos angulosos a subangulosos. A geometria desses corpos conglomeráticos é descontínua com dimensões muito variáveis com espessuras que atingem até 2 m e com extensão de mais de 50 m. A geometria lenticular, a seleção muito baixa e imbricamento de clastos evidenciam transporte trativo em correntes fluviais de alta energia.

Os autores (Bomfim & Pedreira, 1990) ainda diferenciam litofácies de microconglomerados (conglomerados de grânulos) com estratificação cruzada acanalada e tabular, semelhantes às fácies de arenito com estratificação cruzada, porém com presença abundante de grânulos e seixos pequenos de quartzo, angulosos a subangulosos, caracterizados por descontinuidade lateral e passagem gradativa para os arenitos descritos acima. O termo microconglomerado não é usual na sedimentologia e a íntima relação dessa fácies com os arenitos pode ser considerada como uma variação de um mesmo tipo de fácies.

Os demais conjuntos litofaciológicos discriminados pelo mapeamento de Bomfim

& Pedreira (1990), a saber, as associações eólicas, fluvial e leque aluvial, possuem litofácies semelhantes às descritas acima. A associação fluvial, composta pelas litofácies de “microconglomerados” e arenitos com estratificação cruzada, também possui paleocorrentes para SW ou WSW apesar de poucas medidas coletadas (apenas 4).

A associação denominada de leque aluvial, localizada nas porções de topo da Formação Tombador aflorantes na borda leste da Serra do Sincorá próximo ao Rio São José, possui possantes camadas de litofácies conglomeráticas, detentoras de importância econômica por serem consideradas portadoras de diamantes. As espessuras variam de decimétricas a até 12 m, os níveis mais importantes de conglomerados chegam a atingir continuidade lateral com mais de 20 km. Montes (1977, apud Bonfim & Pedreira, 1990) reconheceu dois níveis importantes de conglomerado na região da Folha Lençóis, enquanto Bonfim & Pedreira (1990) identificaram outros dois níveis em posições estratigráficas distintas, assumindo, entretanto, que o número exato de camadas conglomeráticas ainda precisa ser definido por trabalhos de maior detalhe.

Os conglomerados são organizados (imbricados), polimíticos, compostos por clastos de granulação variada desde grânulos até matacões. Nas camadas mais possantes o conglomerado é sustentado pelos clastos. A composição dos clastos é principalmente de arenito (róseo, avermelhado, cinza, ora bem selecionado, ora conglomerático), quartzo leitoso de veio e quartzito verde. Uma feição de destaque é que os clastos de arenito são anguloso a subangulosos, enquanto que os litotipos de quartzo e quartzito verde são arredondados a subangulosos. Essa característica textural leva Bomfim & Pedreira (1990) classificar como intraclasto e extraclasto, respectivamente, os cascalhos do conglomerado que indicam distância de transporte diferentes para as diferentes composições. Lentes de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada ocorrem subordinadamente intercaladas aos conglomerados. Em geral, o contato basal dos conglomerados é brusco e erosivo, e o contato de topo e lateral é transicional.

Sucessões compostas essencialmente de arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e tabular, além de arenitos eólicos, também ocorrem na “associação de leque aluvial”. Nota-se que os processos interpretados para a deposição das fácies dessa associação, exceto para as litofácies eólicas, são todos de fluxos trativos, relacionado a correntes fluviais. Bomfim & Pedreira (1990) consideram rios entrelaçado e leque aluvial ambientes de sedimentação semelhantes, inclusive grafando por vezes “rio entrelaçado/leque aluvial”. Os autores relacionam as litofácies da Formação Tombador

com os modelos deposicionais de Miall (1977, 1978), sendo que as associações com predomínio de arenitos, mormente as associações fluvial e flúvio-eólica, seriam correspondentes ao modelo tipo South Saskatchewan, e a associação de leque aluvial corresponderia razoavelmente a rios entrelaçados do tipo Scott.

A ausência de fácies relacionadas a fluxos gravitacionais e de correntes efêmeras, tipo sheet flood, torna complicada a interpretação das associações da Formação Tombador como sistemas de leque aluvial. As implicações paleogeográficas de um sistema desse tipo levariam a consideração de limites escarpados para a bacia sedimentar, que geralmente estão relacionados a falhas de bordas ativas de bacias tipo rift. Não obstante, o alto calibre da carga sedimentar dos conglomerados, chegando a matacões, e o formato anguloso dos clastos de arenito, que podem representar intraclastos, são evidência de atividade tectônica e autofagia da bacia durante a sedimentação.

Otero et al. (1989) analisaram 3 seções da Formação Tombador na borda nordeste da Chapada Diamantina, entre a região das cidades de Morro do Chapéu, Jacobina e Miguel Calmon. Nas proximidades de Morro do Chapéu, identificaram associações de fácies interpretadas como sistemas fluviais efêmeros com paleocorrente principal para oeste. Superfícies de deflação ocorrem na base de arenitos bem selecionados com laminação plano paralela sobrepostos aos arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada de origem fluvial. Essa fácies são interpretadas como lençóis de areia e indicam retrabalhamento eólico dos sedimentos fluviais. Em direção à norte, nas cidades de Jacobina e Miguel Calmon, passam a predominar fácies eólicas de arenitos com estratificação cruzada de grande porte. A direção de paleoventos para norte indica que o campo de dunas era alimentado pelos sedimentos da planície aluvial localizados mais ao sul, na região de Morro do Chapéu.

Na última década, diversos autores ocuparam-se do estudo dos sistemas deposicionais e da estratigrafia da Formação Tombador, documentados principalmente em teses de doutorado e dissertações de mestrado. Nesses trabalhos, a caracterização dos sistemas aluviais está de acordo com os modelos vigentes de sistemas entrelaçados em lençol e de grande variação de vazão, entretanto discussões mais aprofundadas sobre as implicações da arquitetura da unidade para a revisão dos modelos de fácies para sistemas pre-vegetação não são tema desses trabalhos.

Castro (2003) detalhou seções colunares da Formação Tombador, com ênfase na seção de topo aflorante nas proximidades de Lençóis, reconhecendo sucessões fluviais,

eólicas e costeiras influenciadas por ondas e marés dentro de um arcabouço de sequências deposicionais. Castro (2002) interpretou influência de paleossismos na origem de estruturas de deformação sin-deposicional nas sucessões costeiras e marinhas interpretadas para as formações Tombador e Caboclo na mesma região.

Bállico (2012), trabalhando com abordagem semelhante nas mesmas sucessões, corrobora a interpretação de depósitos costeiros intercalados a depósitos aluviais, reconhecendo três sequências deposicionais para o topo da Formação Tombador, compostas por depósitos aluviais e estuarinos e separadas por discordâncias erosivas interpretadas como resultado de eustasia e ativação tectônica de falhas de borda.

Born (2012), trabalhando da seção tipo da Formação Tombador (Serra do Tombador), interpretou sucessões fluviais e eólicas, destacando a presença de rios entrelaçados efêmeros rasos e profundos e depósitos de enchente em lençol, como partes de um sistema aluvial distributário do tipo leque terminal.

Magalhães et al. (2014) detalham interpretações de ambientes aluviais e estuarinos para a porção inferior da Formação Tombador na região de Lençóis e municípios vizinhos, utilizando basicamente o mesmo arcabouço estratigráfico de Bállico (2012). Os autores interpretam um sistema estuarino não inciso para parte da sucessão, com base na geometria de grande escala dos corpos de arenitos e em interpretações sobre influência de marés.

Formação Caboclo

A Formação Caboclo (Branner, 1910) contém importante contribuição pelítica em sua composição, o que faz essa unidade ser menos resistente à erosão, formando vales, morros e colinas com abundante vegetação e poucas exposições naturais. No mapa da Folha Lençóis, Bomfim & Pedreira (1990), diferenciam duas associações de litofácies marinhas para a Formação Caboclo: planície de maré e plataforma rasa (**Figuras 4 e 5**).

A parte basal da Formação Caboclo, em contato transicional com a Formação Tombador, é composta essencialmente por arenitos finos a médios bem selecionados com níveis de arenito mais grosso subordinados, interpretados como depósito costeiro de planícies de maré. A espessura dessa sucessão é de cerca de 60 a 80 m. As litofácies descritas são: arenito com estratificação cruzada tabular com abundantes superfícies de reativação; arenito com geometria sigmoidal; arenito com estratificação plano-paralela;

arenito fino-retrabalhado por onda; arenitos fluidizados. Dessas litofácies as duas primeiras são as mais abundantes na unidade, sendo que o arenito com geometria sigmoidal perfaz cerca de 80% dessa sucessão.

Para Bonfim & Pedreira (1990) as estruturas sedimentares consideradas diagnósticas de deposição por correntes de maré são: estratificações “tipo espinha de peixe”, abundantes na litofácies de arenito com geometria sigmoidal, e a presença marcante de superfícies de reativação relacionadas a estratificações cruzadas. Nota-se que depósitos pelíticos de decantação estão ausentes nessa associação de fácies, e a feição mais característica de sedimentação em planícies de maré, os feixes de maré (tidal bundles), não foi descrita. Paleocorrentes nessa associação, na qual abundam estratificações cruzadas, possuem dispersão considerável e exibem um importante componente de transporte para norte (109 medidas). Ressalta-se que não há bidirecionalidade bem definida nos dados apresentados, o que se esperaria em um ambiente dominado por correntes de maré.

A outra associação de fácies descrita para a Formação Caboclo na Folha Lençóis ocorre na porção de topo da unidade, em contato basal gradacional com a sucessão descrita anteriormente, e é interpretada como um ambiente de plataforma rasa (Bonfim & Pedreira, 1990). Em contraste com a unidade anterior ocorre uma importante contribuição pelítica na sedimentação, sendo as principais litofácies: arenito fino retrabalhado por onda; arenito com estratificação plano-paralela; pelitos com laminações heterolíticas (wavy, linsen) com presença de calciarenitos oolíticos nas lâminas arenosas.

As fácies de arenito retrabalhado por onda e com estratificação plano-paralela são predominantes nessa sucessão. Bonfim & Pedreira (1990) consideram tais fácies “típicas de um ambiente plataformar raso dominado por ondas de tempestades”. Um problema nessa interpretação seria que depósitos de tempestitos são formados e preservados abaixo do nível normal de onda, já não em profundidade muito rasa, e geralmente estariam associados à fácies pelíticas de decantação correspondente a sedimentação cotidiana de tempo bom. As estruturas sedimentares consideradas pelos autores como diagnóstica da ação de ondas de tempestade são estratificação tipo hummocky, e as laminações wavy e linsen.

Silveira et al. (1989) também interpretam um ambiente de plataforma marinha rasa para a Formação Caboclo e consideram que a profundidade nunca ultrapassou cerca de 100 m, por ser essa a base de onda média de tempestade. Fácies carbonáticas de

calcários oolíticos e bioermas de estromatólitos são descritas intercaladas na Formação Caboclo (Rocha et al., 1990). Dominguez (1996) mapeou corpos lenticulares alongados de poucas dezenas de metros de espessura de arenito grosso com estratificação cruzada, intercalados na Formação Caboclo e considerados repostas de episódios de rebaixamento do nível do mar resultando em retrabalhamento fluvial da plataforma marinha.

Datação pelo método Pb-Pb em calcários estromatolíticos obteve idade de 1140 ± 140 Ma, considerada como idade mínima de sedimentação para a Formação Caboclo e representando a época de anquimetamorfismo que afetou essa unidade (Babinski et al., 1993).

Formação Morro do Chapéu

A denominação Morro do Chapéu, para designar os conglomerados e arenitos que afloram no município homônimo e correlacionados à unidade de topo do Grupo Chapada Diamantina, deve-se a Brito-Neves (1967). De maneira geral possui uma composição semelhante à Formação Tombador sendo constituída basicamente na porção basal por depósitos fluviais de conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (Dominguez, 1993). Campos de dunas eólicas na Formação Morro do Chapéu ocorrem na região de Lençóis (Bomfim & Pedreira, 1990). Em direção ao topo arenitos bem selecionados com estratificação cruzada de médio porte, por vezes sigmoidal, associados a lamitos com laminação ondulada e lenticular são interpretados como depósitos de ambiente estuarino ou marinho raso plataformar (Dominguez, 1993; Bomfim & Pedreira, 1990). Medidas de paleocorrentes nos arenitos fluviais e estuarinos indicam transporte sedimentar para, respectivamente, NW e para NW e NE (Dominguez, 1993).

II.4. Evolução geotectônica - discussões e considerações

Dentre os modelos evolutivos encontrados na literatura, a bacia, ou as bacias, nas quais depositaram-se as unidades do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina já foram interpretadas como rift (Jardim de Sá, 1981; Alkmim et al., 1993; Schobbenhaus, 1996), aulacógeno (Costa & Inda, 1982; Pedrosa Soares et al. 2001; Cruz & Alkmim, 2006), bacia intracratônica (Pedreira, 1997) e bacia poli-histórica sucessora

(Dominguez, 1996; Dandever & Dardenne, 2002). As designações geotectônicas também variam, como por exemplo, Aulacógeno do Paramirim (Pedrosa Soares et al. 2001), Aulacógeno Espinhaço (Costa & Inda, 1998), Rift Espinhaço (Schobbenhaus, 1996), Bacia Espinhaço-São Francisco (Dominguez, 1993), Bacia de Lençóis (Inda & Barbosa, 1978).

O modelo de Martins et al. (2008), de certa maneira, integra os modelos predecessores propondo a compartimentação da evolução tectônica e sedimentar da seguinte forma: um primeiro estágio composto por três fases tectônicas: pré-rifte (Formação Serra da Gameleira), sinrifte (Grupo Rio dos Remédios), e pós-rifte (Grupo Paraguasú). Após a importante discordância ocorre um estágio de sedimentação em uma sinéclise (Grupo Chapada Diamantina). Essa proposta está ilustrada e resumida abaixo (**Figura 6**).

O rift do Espinhaço é considerado produto de intensa tafrogênese durante o Estateriano (cerca de 1.8 Ga) instalada sobre rochas arqueanas e paleoproterozoicas do continente sul-americano, estabilizadas após a ciclo Transamazônico (Brito Neves et al., 1995). A estruturação geral desse rift é condicionada por falhas de orientação N-S a NW-SE de estruturas herdadas do embasamento reativadas sob esforços distensivos E-W (Schobbenhaus, 1996).

Nos modelos de Jardim de Sá et al. (1976) e Jardim de Sá (1981) os processos distensivos, com geração de altos e calhas, que governaram a sedimentação das unidades basais do Supergrupo Espinhaço, iniciaram-se já com a deposição das primeiras unidades siliciclaásticas (Formação Serra da Gameleira), sotopostas às vulcânicas e subvulcânicas ácidas do Grupo Rio dos Remédios (Formação Novo Horizonte, Martins et al., 2008), na qual litofácies conglomeráticas são consideradas depósitos de “pé-de-escarpa”. Na interpretação de Martins et al. (2008), essa unidade, considerada essencialmente produto de deposição eólica, é atribuída a uma fase de sedimentação pré-rift, sem influência de subsidência mecânica, embora os mesmos autores tenham descrito litofácies de leque aluvial com depósitos de fluxo de detritos na sucessão da unidade.

Para Schobbenhaus (1996) e Martins et al. (2008) a fase inicial do processo distensivo é marcada pelo vulcanismo predominantemente félsico e subalcalino do Grupo Rio dos Remédios. No Espinhaço Setentrional o vulcanismo inicial está representado pela Formação Pajeú (Schobbenhaus, 1996) ou Sintema Pajeú (Dandever & Dardenne, 2002) onde ocorre também associado a depósitos sedimentares continentais.

O padrão geoquímico das rochas ácidas é compatível com ambientes tectônicos intracontinentais, associado à anatexia de rochas crustais em regiões anorogênicas a grandes profundidades da crosta (McReath et al. 1981; Schobbenhaus, 1996). Cronocorrelatas a esse evento de vulcanismo ácido existem intrusões graníticas no embasamento pré-Espinhaço. Esses granitos são referidos como complexo granítico Lagoa Real (Caby & Arthaud, 1987) ou Suíte Intrusiva Lagoa Real (Martins et al., 2008), e são compostos por corpos plutônicos metaluminosos, alcalino potássicos, intrudidos em ortognaisses mineralizados com urânio. Datação U-Pb em granitos mostram idade de cristalização de 1746 Ma. (Pimentel et al., 1993).

A ação dos fluidos oriundos da evolução do magmatismo ácido, anorogênico, foi responsável pela geração de mineralizações de estanho, associada a rochas subvulcânicas ácidas greisenizadas, de disseminações de sulfetos de cobre (com magnetita associada), em rochas vulcânicas/subvulcânicas ácidas, intensamente hidrotermalizadas (Jardim de Sá et al., 1976; Martins et al., 2008). A distribuição do vulcanismo sugere uma geometria assimétrica da megaestrutura do rifteamento, composto por grabens, horsts, plataformas e patamares, provavelmente conectados a uma falha de borda lítrica inclinada para leste com borda flexural situada a leste (Jardim de Sá, 1981).

Com a permanência da ação dos esforços distensivos, a atividade vulcânica é seguida pela sedimentação siliciclástica continental das Formações Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro que representam o preenchimento sedimentar da fase de subsidência mecânica do rift, com uma espessura máxima de 1400 m (Martins et al., 2008). As paleocorrentes e a relação paleogeográfica indicam um aprofundamento da bacia de sul para norte (Jardim de Sá, 1981; Martins et al., 2008). No contexto dessa fase de sedimentação Jardim de Sá (1981) nota que mudanças de fácies ao longo das falhas, e a presença de cataclasitos em seixos de conglomerados, atestam a atividade tectônica pré e sin-sedimentar, reforçando assim a ideia que o rift instalou-se em estruturas preexistentes do embasamento.

Uma nova fase de subsidência, responsável pela deposição do Grupo Paraguassú, comparativamente à fase anterior, caracteriza-se por taxas de subsidência mais baixas, devido às menores espessuras preservadas no preenchimento sedimentar, e espaço mais amplo de sedimentação, extrapolando a calha tectônica do rift (Martins et al., 2008). Costa & Inda (1982), em sua definição do Aulacógeno do Espinhaço, também separaram essa fase de sedimentação devido às características descritas acima. A nova fase de

subsidência, o pós-rift de Martins et al. (2008), provavelmente deve-se a resfriamento e adensamento litosférico que iniciam processo de subsidência termal e não flexural como denominaram Martins et al. (2008), fazendo, deste modo, confusão entre diferentes tipos de subsidência.

O seguinte episódio da evolução geotectônica está representado pelo Grupo Chapada Diamantina. A própria individualização desse Grupo no Supergrupo Espinhaço bahiano reflete a existência de uma nova etapa, diferente, na geologia precambriana da Bahia. Tal fato levou Inda & Barbosa (1978) a definirem a “Bacia de Lençóis” como um domínio geológico distinto, embora tal designação não tenha sido assumida nos trabalhos posteriores. Essa fase de sedimentação, em uma bacia tipo sinéclise (Dominguez, 1993), inicia-se com a deposição da Formação Tombador sobre uma área muito mais ampla em relação às unidades sotopostas, situação definida por alguns autores, como Schobbenhaus (1996) como uma “transgressão sobre o cráton”.

Como já dito anteriormente, uma característica importante da sedimentação continental da Formação Tombador, basicamente fluvial e eólica, é o aparecimento de uma componente de transporte sedimentar principal para oeste, indicando área fonte a leste, praticamente oposta àquela obtida para a unidade inferior, o Grupo Paraguassú (e.g. Otero et al., 1989; Dominguez, 1993; Pedreira, 1997). Somada, a espessura total do Grupo Chapada Diamantina varia em torno de 500 a 1000 metros (Schobbenhaus, 1996; Martins et al., 2008). Considerando sua ampla área de ocorrência, a razão espessura/área é pequena, situação característica de bacias intracratônicas, tipo sinéclise.

Dominguez (1993) interpretou o Grupo Chapada Diamantina em termos de variação do nível do mar em duas sequências deposicionais, Tombador-Caboclo e Morro do Chapéu, constituídas pelas formações estratigráficas homônimas. A primeira sequência caracteriza-se pelos depósitos continentais da Formação Tombador que, após subida do nível do mar, foram recobertos por depósitos transgressivos de sedimentos marinhos plataformais de um mar epicontinental (Formação Caboclo). Com o rebaixamento do nível do mar voltaram a imperar condições continentais de sedimentação marcando assim uma nova sequência deposicional relacionada à Formação Morro do Chapéu.

A bacia do Grupo Chapada Diamantina é considerada por Pedreira (1997) como uma associação Q-P-C, (quartzito-pelito-carbonato), da nomenclatura de Condie (1989) para depósitos intracratônicos que segundo o autor perfazem cerca de 60% das rochas supracrustais proterozoicas conhecidas.

Para Schobbenhaus (1996), o caráter transgressivo das unidades do Grupo Chapada Diamantina, a discordância erosiva na base da Formação Tombador, a inversão da polaridade sedimentar em relação ao Grupo Paraguassú, e os dados geocronológicos e paleobiológicos, indicam que as unidades do Grupo Chapada Diamantina representam um evento tectono-sedimentar sem relação com o Supergrupo Espinhaço. Nessa asserção, a história geológica registrada pelo Supergrupo Espinhaço estaria associada apenas aos eventos de rifteamento (Grupo Rio dos Remédios) e da sedimentação sucedânea, pós-rift (Grupo Paraguassú). Um problema dessa concepção seria que os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho são uma unidade clássica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais, e sua contraparte na Bahia corresponde à Formação Tombador. A correlação entre unidades diamantíferas foi, desde o começo, um dos aspectos mais importantes na definição e nos estudos da geologia da Serra do Espinhaço (por exemplo Derby, 1906), porém no modelo de Schobbenhaus (1996) o diamante, em cada Estado, estaria em um contexto geológico distinto.

De fato existem discrepâncias significativas entre as interpretações tectono-sedimentares do Supergrupo Espinhaço nos estados de Minas Gerais e Bahia. Para Martins-Neto (2000) e Martins-Neto et al. (2001), por exemplo, a unidades diamantífera na região da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais, Formação Sopa-Brumadinho, é considerada como preenchimento sedimentar de uma bacia tipo rift, num estágio sin-rift. Na Bahia, a unidade portadora de diamante, Formação Tombador, é incluída numa bacia intracratônica (Domiguez, 1993; Pedreira, 1997; Martins et al., 2008).

O Aulacógeno do Paramirim de Pedrosa-Soares et al. (2001), e Cruz & Alkmim (2006), representa, segundo tais autores, uma expansão do conceito de Aulacógeno do Espinhaço de Costa & Inda (1982) que engloba todas as feições e unidades expostas nas regiões da Serra do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina. Um rifte ensiálico quase integralmente invertido durante o Neoproterozoico Superior (ciclo Brasileiro) seria resultado de duas tafrogêneses superpostas, seguindo o modelo de Schobbenhaus (1996), representada pelos supergrupos Espinhaço e São Francisco. Mais uma vez a possibilidade da existência de uma fase diferente de subsidência térmica expressiva, a sinéclise do Grupo Chapada Diamantina, é ignorada.

Um modelo de evolução tectono-sedimentar para o Supergrupo Espinhaço na região do Espinhaço Setentrional foi elaborado por Dandever & Dardenne (2002). Os

autores dividiram o registro litológico em oito sintemas, “que equivalem a unidades limitadas por discordâncias ou descontinuidades estratigráficas de extensão regional na bacia”. Para cada sintema foi associada uma fase de subsidência, dessa forma foram empilhadas sete bacias diferentes na coluna estratigráfica do Espinhaço Setentrional, sendo que um sintema (Rio dos Remédios) representaria um evento de magmatismo ácido sem sedimentação associada. Dessas fases de subsidência, os autores associam três com o Supergrupo Espinhaço, duas “flexuras de interior continental” e um rift.

Da mais antiga para a mais nova, o Supergrupo Oliveira do Brejinhos, paleoproterozóico, representaria duas bacias tipo “rift-flexural”, intercaladas a um evento de magmatismo ácido. O termo “rifte-flexural” é um contrassenso, pois acopla em um só tipo de bacia dois mecanismos distintos de subsidência. Os autores se referem provavelmente a bacias com um estágio inicial de subsidência mecânica (rift) seguido de uma fase de subsidência térmica (pós-rift). Apesar de não ser correlata totalmente, segundo os trabalhos estudados, às interpretações da parte basal na Chapada Diamantina, o Supergrupo Oliveira dos Brejinhos deve corresponder ao Grupo Rio dos Remédios e Paraguassú, devido a ocorrência de magmatismo ácido e sedimentação governada, em parte, por subsidência mecânica.

Seguindo no modelo Dandefér & Dardenne (2002), o Supergrupo Espinhaço na região do Espinhaço Setentrional seria produto de duas bacias interpretadas como “flexuras de interior continental” seguida de uma fase rift. Mais uma vez parece que ocorre um engano, assim como no trabalho de Martins et al. (2008), sobre o mecanismo de subsidência formador de bacias intracratônicas, ou sinéclises, que, a despeito de controvérsias e especulações, modelos atualmente aceitos associam à subsidência térmica relacionada a processos mantélicos (e.g. Allen & Allen, 1990). A subsidência flexural é resposta de processos que geram espessamento da crosta, como cinturões de dobramentos e empurrões gerando bacias de antepaís (foreland). Não obstante, nota-se que o empilhamento das fases tectono-sedimentares não é compatível com os modelos para a Chapada Diamantina para o Supergrupo Espinhaço. Os dois últimos “sintemas” de Dandefér & Dardenne (2002), são associados a uma bacia tipo strike-slip, ou rift transtrativo, e uma outra “flexura cratônica”, essa sedimentação é englobado no Supergrupo São Francisco do Neoproterozoico.

Visto que as rochas do Espinhaço Setentrional são consideradas uma variação lateral dos depósitos menos deformados da Chapada Diamantina (e.g. Jardim de Sá,

1981), ou seja, o embasamento do complexo do Paramirim não seria um alto durante a sedimentação, Dandeker & Dardenne (2002) teceram conclusões baseadas em sua interpretação da evolução tectono-sedimentar. O termo 'Aulacógeno' não condiziria com o modelo exposto, pois o mecanismo geodinâmico de geração de aulacógenos, governado por subsidência mecânica, não se aplica à bacia Espinhaço, onde os autores agrupam todas as unidades estratigráficas, porém não se exclui a possibilidade de se aplicar a um ou outro ciclo de sedimentação. Para Dandeker & Dardenne (2002) o termo 'Supergrupo Espinhaço' deve ser abandonado ou criteriosamente revisado, com restrição de emprego. A bacia Espinhaço é considerada então um local de acumulação de bacias sucessivas e superpostas no tempo geológico ao invés de uma bacia singular de evolução contínua, sem descontinuidades significativas e resultante de apenas um único evento geodinâmico. Dessa forma a classificam, assim como Dominguez (1993), como uma bacia poli-histórica sucessora.

Embora as correlações da geologia do Supergrupo Espinhaço entre suas diferentes regiões de ocorrência não tenham sido objetivo central desse trabalho, é evidente que existem contrastes e incongruências marcantes entre as interpretações geotectônicas da Chapada Diamantina, Espinhaço Setentrional e Espinhaço Meridional. Uma possível fonte de tal desencontro pode advir do trabalho clássico de Almeida (1977) no qual delinearam-se os contornos do Cráton São Francisco, e da divisões de províncias geotectônicas do Brasil decorrentes (e.g. Almeida & Hasui, 1984). Segundo tal divisão, o Supergrupo Espinhaço na Bahia está na província do Cráton São Francisco, enquanto que em Minas Gerais, está na província Mantiqueira. Portanto a mesma unidade estratigráfica ocupa províncias geotectônicas distintas nos diferentes estados.

III. O APARECIMENTO DA VEGETAÇÃO TERRESTRE E EVOLUÇÃO DE ESTILOS FLUVIAIS AO LONGO DO TEMPO GEOLÓGICO

III.1. Introdução

A colonização dos continentes pelas plantas e animais durante o Paleozoico pode ser considerada uma das principais mudanças evolutivas da história geológica da vida (e.g. Erickson, 2002). Desse processo decorreu uma revolução na superfície da Terra, com o aparecimento de um novo ecossistema que transformou a paisagem e os processos da dinâmica superficial (e.g. Murray et al., 2008; Davies & Gibling, 2010; Davies et al., 2011). As paisagens antigas, anteriores ao advento das plantas terrestres, eram extremamente diferente das paisagens atuais, em função da substancial interação existente entre processos biológicos e geomorfológicos (Murray et al., 2008). Os primeiros fósseis de plantas com raízes são Silurianos. A partir do Devoniano a vegetação arbórea já inicia sua disseminação (e.g. Gensel, 2008; Steamans et al., 2009).

A ideia de que o advento e a evolução das plantas terrestres ao longo do tempo geológico tiveram uma influência sobre a sedimentação continental, tem sido aventada, pelo menos, desde as primeiras décadas do século passado, em trabalhos que refletiram acerca da aplicação do atualismo na interpretação do registro antigo. Entretanto, o marco inicial desse debate pode ser considerado o artigo de Schumm (1968), devido ao seu grande impacto no meio científico. No referido trabalho, discutiram-se as relações da vegetação com o ciclo hidrológico, através da interação entre a quantidade média de precipitação e as taxas de escoamento superficial e produção sedimentar. O autor teceu a especulação de que no passado geológico, em tempos anteriores ao aparecimento das plantas terrestres, o comportamento paleohidrológico distinto poderia ter influenciado a morfologia e composição dos sedimentos dos sistemas fluviais antigos, resultando em um estilo deposicional particular.

Essa tese seminal passou a ser considerada em inúmeros trabalhos que exploraram o registro sedimentar fluvial do Proterozoico (e.g. Long, 1978 a; Fuller, 1985; Rainbird, 1992; Bhattacharyya & Morad, 1993; MacNaughton et al., 1997; Hjellbakk, 1997; Ericksson et al., 1998; Tisgaars & Oxnevad, 1998; Sonderholm & Tisggard, 1998; Long, 2006; Ericksson et al., 2006; Bose et al., 2010), e do Paleozoico (e.g. Cotter, 1978; Allen & Williams, 1979; Hiscott et al., 1984; Trewin, 1993; Algeo & Scheckler, 1998;

Neef & Larsen, 2003; Davies et al., 2011). Confirmando em linhas gerais as previsões de Schumm (1968), os depósitos preservados nas bacias antigas registram um predomínio de paleossistemas fluviais essencialmente arenosos, associados a rios entrelaçados com extensas planícies aluviais, em sucessões organizadas em arquiteturas deposicionais geralmente tabulares e de ampla continuidade lateral. Evidências de rios meandantes com elevada proporção de sedimentos finos começam a aparecer com maior frequência a partir do Devoniano (Cotter, 1978; Davies & Gibling, 2010 a; Davies et al., 2011). Davies & Gibling (2010 b) sustentam que elementos arquiteturais de acreção lateral (registros de barras em pontal de rios meandantes) aparecem pela primeira vez no Siluriano. Porém, em trabalho anterior, Sweet (1988) interpretou como depósitos de rio meandrante sucessões paleoproterozoicas do outback australiano, baseado na observação de superfícies de acréscimo lateral e de camadas com ciclos de afinamento para o topo.

O possibilidade da existência de um estilo fluvial característico do Proterozoico e Paleozoico Inferior é um tema em debate. O cenário de um sistema fluvial de grande escala sobre condições de clima úmido, de fato, não encontra paralelo atual. Os análogos propostos, de rios de clima árido, periglaciais e até marcianos, são parciais ou insuficientes. Trabalhos têm demonstrado um importante controle da vegetação sobre a sedimentação fluvial (e.g. Thorne, 1990; Millar, 2000; Tal & Paola, 2007; Jang & Shimizu, 2007). Porém, até que ponto tais relações teriam influência direta sobre os tipos de depósitos gerados, considerando os diversos quadros tectônicos e climáticos possíveis entre diferentes bacias, que representam processos operantes em uma escala de tempo inacessível ao homem?

III.2. Influência da vegetação sobre os sistemas fluviais

A vegetação terrestre interage com a dinâmica dos processos de superfície de forma ampla e substancial, interação definida pelos feedbacks existentes entre processos físicos, químicos e biológicos durante a evolução da paisagem e de ecossistemas (e.g. Corenblit & Steiger, 2009). Esse campo de pesquisa atualmente pode ser denominado como biomorfodinâmica (Murray et al., 2008) ou biogeomorfologia (Vile, 1990; Naylor et al., 2002; Stallins, 2006).

Em relação aos sistemas fluviais, a presença de vegetação interfere e modifica tanto a área fonte produtora de sedimentos (a bacia de captação), quando a planície

aluvial (a bacia sedimentar), alterando significativamente os processos de erosão, transporte e deposição do sistema. A interação da vegetação com os processos de superfície afeta os produtos sedimentológicos e geomorfológicos através da alteração dos mecanismos de fluxo e deposição fluvial (Schnauder & Moggridge, 2009; Davies & Gibling, 2010). Diversos trabalhos de campo, laboratório e modelagens demonstram que a vegetação pode, por exemplo, estabilizar margens e barras de canais, reduzir a erodibilidade do substrato, diminuir a erosão das margens do rio, promover infiltração da água no solo e aumentar a rugosidade do leito (e.g. Smith, 1976; Thorne, 1990; Rowntree & Dollar, 1999; Millar, 2000; Tooth & Nanson, 2000; Murray & Paola, 2003; Gurnell et al., 2004; Istanbuluoglu & Bras, 2005; Jang & Shimizu, 2007; Murray et al., 2008).

Outros efeitos decorrentes da presença de vegetação no sistema podem ser a diminuição da produção sedimentar, do escoamento superficial e dos picos de enchente para uma dada precipitação (Schumm, 1968; Pearce, 1976; Knighton, 1998), e a diminuição da proporção de carga de leito do sedimento transportado, com o aumento da produção de sedimentos finos (Birkeland, 1974; Douglas, 1976; Drever, 1994).

Os sistemas fluviais são parte integrante do ciclo hidrológico do planeta. Os importantes efeitos da vegetação sobre o ciclo hidrológico, compuseram a base de argumentação de Schumm (1968) em seu histórico artigo, no qual defende a tese de que as distintas características hidrológicas do passado geológico, por conta da ausência de vegetação nos continentes, devem ter refletido nas características dos paleocanais e de seus depósitos sedimentares.

Schumm (1968) discute as mudanças na relação entre precipitação (e portanto clima), e as taxas de escoamento superficial e produção sedimentar de acordo com a presença ou ausência de cobertura vegetal nos continentes, ao longo da história geológica da Terra. Sustenta e ilustra sua argumentação em dois gráficos hipotéticos, baseados em estudos do autor e outros pesquisadores sobre a dinâmica de rios modernos dos EUA. Nestes gráficos relacionam-se a precipitação pluvial com a produção sedimentar e com o escoamento superficial em uma dada bacia. Para construir seus modelos, o autor necessita de algumas simplificações, como abstrair diferenças na composição litológica de diferentes substratos, e utilizar uma média anual de precipitação sem a consideração de variações sazonais no sistema. Deste modo, foram definidas quatro curvas que representam diferentes estágios evolutivos da flora terrestre, sendo que a curva 1 refere-se aos tempos pré-vegetação, e a curva 4 aos tempos atuais (**Figuras 7 e 8**).

Figura 7: Curvas hipotéticas ilustrando a relação entre precipitação e produção sedimentar ao longo do tempo geológico. Curva 1: antes do aparecimento da vegetação terrestres; Curva 2: após aparecimento de vegetação primitiva sobre a superfície terrestre; Curva 3: após o aparecimento de plantas com flores e conífera; Curva 4: após o aparecimento das gramíneas. Curva 4a: exibe o incremento na taxa produção sedimentar em climas tropicais com monções. O pico da produção sedimentar moderna (Curva 4) é mostrado com a produção sedimentar relativa em torno de 1. A relação é apresentada dessa maneira com o objetivo de desencorajar tentativas de extrapolar taxas específicas de produção sedimentar para o passado geológico. As curvas expressam apenas as diferenças relativas para um dado tipo de rocha. Extraído e traduzido de Schumm (1968).

Figura 8: Curvas hipotéticas ilustrando a relação entre precipitação e escoamento superficial ao longo do tempo geológico. Curva 1: antes do aparecimento da vegetação terrestres; Curva 2: após aparecimento de vegetação primitiva sobre a superfície terrestre; Curva 3: após o aparecimento de plantas com flores e conífera; Curva 4: após o aparecimento das gramíneas. Extraído e traduzido de Schumm (1968).

Em um cenário desprovido de vegetação, a taxa de produção sedimentar seria diretamente proporcional à precipitação, dependendo apenas da erodibilidade do substrato. Isso significaria valores consideravelmente mais elevados de produção sedimentar no passado antigo, em especial em condições de clima úmido, de alta pluviosidade. O desenvolvimento de cobertura vegetal nas regiões equatoriais e tropicais, atualmente, diminui consideravelmente a taxa de produção das bacias de captação de sistemas fluviais, através da estabilização e fixação de solos nas encostas e planícies aluviais. Convém lembrar que a produção sedimentar é essencialmente resultado da interação entre clima e topografia (e.g. Allen, 1997), e nos modelos hipotéticos de Schumm (1968) abstraem-se os efeitos de variações litológicas e fisiográficas do substrato.

Os estágios sucedâneos referem-se a etapas evolutivas da vegetação ao longo do tempo geológico, que tenderiam a causar a diminuição progressiva da produção sedimentar conforme o aumento da umidade. A curva 4 representa os tempos atuais, a queda na produção conforme o aumento da precipitação média é causada pela disseminação da cobertura vegetal na superfície devido ao clima propício, como em zonas tropicais e equatoriais por exemplo.

De maneira semelhante, como vemos na **figura 8**, a relação do escoamento superficial com a precipitação média, nos tempos pré-vegetação, seria diretamente proporcional. Nos estágios posteriores haveria um atraso na reposta do escoamento para uma dada quantidade de chuva, bem como uma redução de sua intensidade devido aos efeitos de infiltração e retenção de água que a vegetação promove nos solos.

Outro aspecto importante encontra-se no papel que a vegetação exerce sobre a estabilização das margens e ilhas dos rios, que faz com que sistemas entrelaçados de canais múltiplos evoluam para padrões de canal único, como sugerem trabalhos de modelamento numérico (Murray & Paola, 2003) e laboratório (Tal & Paola, 2007) (**Figura 9**).

Não só a quantidade como também a qualidade do sedimento produzido numa bacia de drenagem é modificada pela presença de vegetação. As plantas vasculares afetam o intemperismo de minerais silicáticos do substrato através da produção de ácidos orgânicos e CO₂, alterando as propriedades do solo, aumentando o tempo de residência da água no perfil de alteração, e gerando líquidos quelantes (Drever, 1994). A presença de vegetação em regiões úmidas, por exemplo, retarda o movimento dos sedimentos no

sistema, aumentando o tempo de residência e a alteração intempérica do material, produzindo desse modo sedimentos mais finos (Garner, 1959).

Thorne (1990) estudou as complexidades envolvidas nos processos de erosão e estabilização de margens no sistema fluvial e elaborou um quadro com os possíveis parâmetros de margem, canal e vegetação que teriam influência sobre essa dinâmica. O autor teve como objetivo a definição de um esquema geral que pudesse ser útil para trabalhos de quantificação dessas variáveis (**Figura 10**).

III.3. Registro sedimentar de sistemas fluviais pré-vegetação

Baseado na relação entre vazão e carga sedimentar com os padrões de canais, Schumm (1968) sugeriu que os sistemas fluviais pré-vegetação tenderiam a ser dominados por carga de fundo, assumindo padrões entrelaçados que ocupariam toda a extensão do vale aluvial, formando depósitos tipo lençol (“sheetlike alluvial deposits”), que poderiam registrar diversos episódios de depósitos formados por um só evento de enchente (“varve-like flood deposits”).

Autores que estudaram o registro sedimentar pré-devoniano têm concluído que os sistemas fluviais pré-vegetação são caracterizados, ou dominados, por cinturões de múltiplos canais, entrelaçados, em planícies aluviais muito extensas, com avulsões muito frequentes, vazões muito grandes e muito variáveis, picos de descarga muito altos, escoamento superficial instantâneo, calibre sedimentar dominado por carga de fundo e margens sem estabilidade, tudo isso decorrente, de maneira indireta ou direta, da ausência de plantas e de solos pouco desenvolvidos no passado geológico (e.g., Cotter, 1978; Long, 1978 a; Long, 2004; Long, 2006; Fuller, 1985; Els, 1990; Rainbird, 1992; Trewin, 1993; Bhattacharyya & Morad, 1993; Hjellback, 1997; Eriksson et al., 1998; Neef & Larsen, 2003; Ericksson et al., 2005; Went, 2005). As relações decorrentes da ausência de vegetação e o predomínio de sistemas entrelaçados estão esquematizadas no fluxograma da **figura 11**.

Têm sido sugerido que amplas variações na intensidade das enchentes e altas taxas de escoamento superficial podem ter impedido o desenvolvimento de rios meandantes mesmo em condições favoráveis a sua ocorrência, tais como baixa declividade do substrato, alta proporção de lama e amplo espaço de acomodação (Eriksson et al., 1998; Sønderholm and Tirsgaard, 1998; Els, 1998; Eriksson et al., 2006).

Figura 9: Vista em planta do do canal experimental. A morfologia entrelaçada inicial se reorganiza em um canal de segmento único, com sinuosidade irregular, bancos e planícies de inundação bem definidos através da interação contínua com vegetação e descarga variável. (A) estágio inicial sem vegetação; (B) após 6 ciclos de enchente (24 dias); (C) após 18 cilcos de enchente (72 dias); (D) após 23 ciclos de enchente (92 dias). Extraído e traduzido de Tal & Paola (2007).

A. BANK PARAMETERS		B. CHANNEL PARAMETERS	
<i>Bank geometry</i>		<i>Flow intensity</i>	
Height		Near bank velocity	
Slope		Bank shear stress	
Presence of berms		Level of macro-turbulence	
<i>Bank materials</i>		<i>Channel geometry</i>	
Non-cohesive		Cross-sectional size and shape	
Cohesive		Planform	
Stratified		Sediment load	
Level of fertility		Degradational or aggradational?	
C. VEGETATION PARAMETERS			
<i>Type</i>	<i>Density</i>	<i>Position</i>	
Grasses	Sparse	Bank toe	
Shrubs	Open	Mid-bank	
Trees	Dense	Top bank	
<i>Diversity</i>	<i>Age</i>	<i>Spacing</i>	
Mono-stand	Immature	Continuous	
Mixed	Mature	Close	
Climax-vegetation	Old	Wide	
<i>Health</i>	<i>Height</i>	<i>Extent</i>	
Healthy	Short	Wide	
Fair	Medium	Medium	
Poor	Tall	Narrow	

Figura 10: Quadro com variáveis que influem sobre a estabilidade e erosão de depósitos fluviais. Extraído de Thorne (1990).

Figura 11. As diversas variáveis decorrentes da ausência da vegetação que levariam ao predomínio de sistemas entrelaçados no passado geológico. Extraído de Davies & Gibling (2010).

Uma exceção a essas generalizações encontra-se no Paleoproterozoico do outback australiano. Sweet (1988) descreveu camadas com ciclos de afinamento para o topo e acamamentos de acreção lateral, interpretadas como depósitos de rios meandrantos. Frente sua conclusão, o autor considerou que, dadas as devidas condições de baixas vazões e declividade, e alta proporção de carga em suspensão transportada, rios meandrantos tenderiam a ser formados mesmo no Precambriano, independentemente da não existência de vegetação. Aspecto curioso desse exemplo, a fonte dos sedimentos finos deriva de tufo gerados por atividade vulcânica contemporânea à sedimentação.

Cotter (1978) em seu histórico artigo propõe a existência de um tipo particular de depósito de rio entrelaçado, exemplificado pelas formações silurianas dos Apalaches estadunidenses, denominado de “sheet-braided”. Esse estilo fluvial é definido pelo autor por, simplesmente, uma relação entre espessura e continuidade lateral das camadas maior que aproximadamente 20, ou seja, camadas relativamente pouco espessas e com geometria tabular, ou em lençol (sheet), de grande continuidade lateral. O termo “sheet-braided” é novamente usado em trabalhos recentes para classificar os estilos fluviais pré-vegetação do Paleozoico Inferior (Davies & Gibling, 2010 a; Davies et al., 2011).

Para Davies & Gibling (2010 a) e Davies et al. (2011), além da relação entre espessura e continuidade (a geometria externa da camada), o estilo fluvial “sheet-braided” seria caracterizado por camadas com estruturas internas relativamente pouco complexas, sem superfícies hierárquicas de diferentes ordens que organizem as estruturas sedimentares na forma de barras compostas, sugerindo assim a ausência de macroformas nos rios pré-vegetação, bem como outros elementos de preenchimento de canal (exemplos na **figura 12**). Dessa forma, também sugere-se indiretamente, que predominavam fluxos desconfiados nos tempos pré-devonianos.

Essa postulada simplicidade da organização interna das camadas de depósitos fluviais pré-vegetação não ocorre, de fato, quando consideramos os inúmeros trabalhos que analisam o amplo registro proterozoico. Hjelbakk (1997), por exemplo, descreve barras, complexos de dunas, e elementos de acreção a jusante em depósitos de rios entrelaçados de alta energia de uma unidade neoproterozoica na Noruega. A geometria externa da camada é descrita como tipo lençol, porém os recheios são variados. Também em depósitos neoproterozoicos da Noruega, Roe & Hermenasen (1993) descrevem barras simples e barras compostas de dois tipos “compound” e “composite” (**Figura 13**). Enquanto as primeiras podem ter sido formadas por um único evento de enchente, as

barras mais complexas seriam resultado da sedimentação acumulada em vários episódios de variação de vazão.

Três tipos de depósitos fluviais arenosos em lençol (“fluvial sand sheets deposits”) são distinguidos por Tisgaard & Oxnevad (1998) em uma sucessão de 30 metros de espessura, de uma unidade mesoproterozoica aflorante nos costões litorâneos da Groenlândia. As associações de fácies de cada tipo são interpretadas como indicadoras de mudanças climáticas que refletem na deposição da sucessão condição de fluxos perenes, semi-perenes e efêmeros. Nota-se que apesar das diferenças entre os regimes de vazão, as três associações assumem uma arquitetura “sheet like”. Fácies de areia eólica ocorrem relacionadas somente aos depósitos de fluxos perenes, fazendo com que os autores considerem a possibilidade de que durante os tempos pré-vegetação, a preservação de depósitos eólicos poderia ser mais propícia em situações de clima úmido, devido ao efeito de um lençol freático elevado, enquanto que em circunstâncias de clima árido ou semi-árido o potencial de preservação seria menor.

Os autores que trabalham com os depósitos fluviais precambrianos não assumiram a denominação de “sheet-braided” na maioria de suas interpretações. Porém, geometrias em lençol são de fato muito comuns no registro antigo, e explicações causais diferentes têm sido levantadas. Long (1978 b), por exemplo, atribui a ausência de superfícies erosivas irregulares, observadas em sucessões proterozoicas do Canadá, ao caráter não coesivo dos sedimentos. Devido a ausência de estabilização por plantas, as margens arenosas tenderiam a ser destruídas rapidamente durante os estágios de enchente. O autor busca suporte ao seu argumento nos estudos experimentais em tanque de Wolman & Brush (1961). Tais autores demonstraram que para um sistema composto por areia de granulação média, o incremento da vazão é rapidamente compensado pelo alargamento dos canais, aumentando assim a razão largura/profundidade do canal. Dessa forma, Long (1978 b) interpreta as geometrias planas das superfícies erosivas como resultado da “erosão em lençol” (“sheet erosion”) durante os estágios ascendentes de enchentes. A natureza não coesiva do sedimento, e razões altas de largura/profundidade dos paleocanais, também são argumentos utilizados por Fuller (1985) para a explicação de geometria em lençol de depósitos pré-vegetação de diferentes idades, aflorantes na África do Sul.

Sheet-braided fluvial style: *width/thickness of genetic units* > 20

Figura 12. Exemplos de estilos fluviais *sheet-braided*. A e B, Formação Bald Eagle (Ordoviciano), Pennsylvania, EUA. C e D, Arenito Alderney (Cambriano), Grã-Bretanha. E e F, Formação Graafwater (Cambro-ordoviciano). Tal estilo é caracterizado por superfícies erosivas planares ou de baixo relevo, ausência de margens de canal e de complexidade internas das camadas arenosas. Extraído de Davies et al. (2011).

Figura 13. Organização interna de camadas fluviais *sheet like*. Neoproterozoico da Noruega. Barras compostas. Sets únicos de estratificação cruzada ou planar (a, C1) de grande porte passam a montante (a e b) ou a jusante (c) para co-sets de cruzadas acanaladas de médio porte. Notar o limite principais entre sets inclinados para jusante (b e c) e para montante (base da seção a). Extraído de Roe & Hermansen, (1993).

Figura 14. Canais meandranes em sistemas distributários na superfície do planeta Marte. Extraído de Wood (2006).

Sonderholm & Tisgaard (1998) associam a geometria em lençol de sucessões fluviais neoproterozoicas do norte da Groenlândia a uma causa tectônica, em circunstância de pouco espaço de acomodação disponível, função de taxas de aporte sedimentar muito maiores que a taxa de subsidência da bacia. Essa situação resultaria em intenso retrabalhamento dos sedimentos fluviais e a formação de depósitos de rios entrelaçados de alta energia, com geometria em lençol, e ausência de padrões recorrentes de fácies no empilhamento sedimentar. Na mesma sucessão, em porções mais superiores, a preservação de sedimentos lamosos e a ocorrência de ciclos de afinamento para o topo seriam resultado do aumento na geração de espaço de acomodação.

A geometria em lençol também pode estar associada a sistemas fluviais efêmeros. Em ambientes atuais de sedimentação, depósitos de correntes efêmeras são comuns em regiões de clima árido e semi-árido, e são caracterizados por sedimentos arenosos com laminação paralela de regime de fluxo superior e/ou formas de leitos transicionais decorrentes de fluxos desconfiados associados a enchentes instantâneas (“sheet-flood” ou “flashy-flood”) (e.g. Stear, 1983; Turnbridge, 1984; Miall, 1996). Alguns trabalhos interpretam associações desse tipo no registro antigo (Trewin, 1993; Sonderholm & Tisgaard, 1998; Tisgaard & Oxnevad, 1998; Long, 2006). A maior sensibilidade dos sistemas pré-vegetação a variações paleoclimáticas, devido as relações da vegetação com o funcionamento do escoamento superficial discutida acima (**Figura 8**), pode ter resultado na ocorrência de rios efêmeros em um espectro climático mais amplo do que os sistemas modernos e pós-Devonianos (Tisgaard & Oxnevad, 1998; Mueller & Corcoran, 2001).

Interpretações de rios perenes no Proterozoico não são incomuns (e.g. Rainbird, 1992; Roe & Hermansen, 1993; Long, 2006). Isso pode demonstrar que as predições de Schumm (1968) não se aplicam totalmente aos exemplos do registro. Long (2006) em suas descrições do Grupo Athabasca, Paleoproterozico do Canadá, interpretou algumas associações como rios entrelaçados arenosos de canais relativamente profundos caracterizados por variações sazonais de fluxo com incrementos de barras por, principalmente, acresção a jusante (downstream accretion elements). As profundidades estimadas dos canais variam por volta de 1.8 a 5 metros, ou até mais. Para Rainbird (1992), o elemento dominante de uma planície entrelaçada (braid plain) neoproterozoica, também do Canadá, são preenchimentos de canais grandes (mais de 8 metros de profundidade) formados por acresção lateral de dunas subaquosas superpostas.

Uma característica marcante das sucessões fluviais pré-vegetação, que têm chamada atenção dos autores que lidam com essa questão, é a ausência ou a raridade de sedimentos finos nos depósitos. Antes da colonização do ambiente terrestre pela vegetação com raízes, o intemperismo químico era provavelmente menos agressivo que nos ambientes atuais (Fuller, 1985; Algeo & Scheckler, 1998), e o intemperismo físico pode ter sido mais importante para o suprimento de material para os sistemas aluviais (Eriksson et al., 1998). O registro geológico evidencia que os solos pré-vegetação eram muito menos evoluídos (Retallack, 1985), devido ao intenso papel do metabolismo biológico na pedogênese. Entretanto, unidades pelíticas precambrianas, geralmente interpretadas como marinhas ou lacustres, são relativamente comuns (e.g. Eriksson et al., 2005), o que demonstra uma significativa produção de lama no passado antigo. A falta de estabilidade e fixação dos alúvios devido a ausência de raízes, associada a existência de rios com vazões muito potentes, devem ter impedido a retenção de sedimentos finos nas planícies.

Essa escassez de sedimentos finos também poderia ser explicada pela ação eólica, que deve ter sido muito intensa nas antigas planícies aluviais arenosas desprovidas de vegetação, e pode ter removido areia fina e silte do ambiente (Fuller, 1985; Clemmensen & Dam, 1993; Eriksson & Simpson, 1998; Dott, 2003). Cabe ressaltar que esse processo não pode ser evocado para justificar a falta de argila nos depósitos, devido ao caráter coesivo desse material que, após decantado, o impede de ser transportado pelo vento. Apesar do cenário favorável, o registro de dunas eólicas associados às sucessões fluviais no precambriano é relativamente escasso (Eriksson & Simpson, 1998). Isso se deve, provavelmente, a um potencial de preservação limitado, em função, por exemplo, do intenso retrabalhamento dos sedimentos durante períodos de vazão possante no sistema. Têm sido sugerido que a preservação de fácies eólicas em planícies aluviais pré-vegetação, tende a ser mais propícia em contextos peloclimáticos úmidos, que decorreria de um nível freático, e portanto nível de base, mais elevado (Trewin, 1993; Tisgaard & Oxnevad, 1998).

III.3.1. Análogos

Os análogos modernos mais promissores para sistemas fluviais pré-vegetação seriam rios de ambientes onde a vegetação é limitada naturalmente devido ao contexto

climático, como em ambientes glacial, semi-árido ou desértico (Davies et al., 2011). Went (2005) ressalta que mesmo em ambientes desse tipo a presença e o papel da vegetação em áreas de captação de leques aluviais não podem ser desconsideradas, sendo, portanto, análogos limitados ou parciais.

Schumm (1968) propôs como possíveis análogos para os rios pré-vegetação rios atuais que tiveram a vegetação desmatada ou destruída pela poluição, citando alguns exemplos. Brooks et al. (2003) realizaram estudos comparativos entre dois rios australianos próximos um do outro, sendo um com a mata original preservada em seu entorno (Rio Thurra), e o outro cuja área adjacente passou por mais de um século de desmatamentos devido a ocupação humana (Rio Cann). Nesse trabalho os autores demonstram que, como resultado da extensiva remoção da vegetação, o Rio Cann se tornou mais largo e profundo com incremento da razão largura/profundidade, houve aumento do calibre sedimentar transportado, grande redução em sua sinuosidade, erosão da maior parte dos alúvios acumulados, e de maneira geral passou a se comportar como um rio de baixa sinuosidade.

Davies et al. (2011) reconhecem que essas mudanças sofridas pelo rio Cann são semelhantes às características deduzidas e especuladas para os rios pré-vegetação, entretanto os mesmos autores consideram rios em tal situação como análogos limitados e localizados, tendo em vista que existem diferenças significativas entre o exemplo estudado por Brooks et al. (2003) e o cenário dos rios pré-vegetação. Apesar do desmatamento grande parte da planície de inundação e da área de captação do rio Cann permanece vegetada por plantações de eucaliptos e outros produtos agrícolas, e portanto não simulam por completo um ambiente totalmente desprovido de vegetação.

Rios islandeses em planícies litorâneas têm sido elencados como possíveis análogos de associações fluviais e costeiras do Paleozoico Inferior (Cotter, 1983; Trewin, 1993). Variações sazonais intensas na vazão, e eventos de enchente extremos, devido ao derretimento de coberturas glaciais, reproduziriam o comportamento do escoamento superficial dos tempos pré-vegetação de enchentes potentes e instantâneas. Em rios também alimentados por águas de derretimento de geleira, Smith (1976) demonstra o forte efeito da vegetação sobre a estabilização dos sedimentos, sendo que os depósitos não vegetados podem ser 20.000 vezes menos estáveis que alúvios que contenham 16-18% de seu volume ocupado por raízes.

Os modelos de rios entrelaçados atuais, elaborados por Miall (1977), em especial

os tipo Scott, Donjek e Platte podem ser aproximadamente aplicados aos depósitos precambrianos (Long, 2006). O último tipo, baseado no rio Platte que passa pelos estados norte-americanos de Nebraska e Colorado, refere-se a um sistema entrelaçado arenoso, que deposita basicamente sedimentos sem ciclicidade em séries superimpostas de barras, dominadas por estratificação cruzada acanalada e planar e laminação horizontal. Para Davies et al. (2011), devido a suposta ausência de macroformas no estilo “sheet-braided”, esse modelo não seria compatível com os rios pré-vegetação, porém como visto anteriormente, diversos trabalhos no precambriano descrevem depósitos formados por migração de barras arenosas, o que sugere uma certa similiaridade com a dinâmica sedimentar de sistemas entrelaçados atuais.

Analogias também podem ser traçadas através da observação de feições da superfície do planeta Marte. Imagens de satélites e radar revelam evidências de rios fossilizados. Canais entrelaçados e meandantes têm sido registrados, feições de barras entrelaçadas, barras em rolo (“scroll bars”), canais de atalho (“chute channels”) são identificáveis (Carr, 2006) (**Figura 14**). Os canais marcianos são feições geomórficas reliquias, não estão ativos, porém eles não foram substancialmente retrabalhados (Jerolmack et al., 2004), e podem oferecer a melhor oportunidade de observar em planta padrões de canais análogos aos sistemas fluviais pré-vegetação (Davies et al., 2011).

Canais meandantes, com depósitos de barra em pontal, podem ser observados (Wood et al., 2006). Esse exemplo extraterrestre pode demonstrar que a ausência de vegetação não inibe totalmente o desenvolvimento de meandros. Mas para Davies & Gibling (2010), embora possam ter existido nos tempos pré-vegetação, a escassez de registros de rios meandantes no Paleozoico Inferior, indicaria que tais depósitos teriam um baixo potencial de preservação, sendo facilmente retrabalhados em eventos extremos de vazão fluvial.

III.4. O advento e evolução da vegetação terrestre e o registro fluvial

A noção de um impacto gradual da evolução vegetal sobre os estilos fluviais está contida no trabalho pioneiro de Schumm (1968). Cotter (1978), o primeiro a testar tais teses através da análise do registro sedimentar antigo, conclui que, pelos exemplos por eles estudados, a resposta dos sistemas fluviais seria mais pontual que transicional, com um aumento brusco na proporção de rios meandantes no registro a partir do Devoniano.

Nas revisões recentes de Davies & Gibling (2010) e Davies et al. (2011), volta-se a defender a ideia original de Schumm (1968) com a definição de estágios evolutivos da vegetação e do paulatino efeito sobre as fácies aluviais. Na **figura 15** mostram-se os estágios de vegetação de Davies & Gibling (2010). Nota-se essa divisão é diferente das etapas evolutivas consideradas importantes por Schumm (1968), como o aparecimento das coníferas e das gramíneas (curvas 3 e 4 das **figuras 7 e 8**).

Davies & Gibling (2010) definiram sete estágios de vegetação, baseado em macro e micro fósseis de plantas terrestres, sendo que os estágios 0 e 1, correspondem ao Precambriano, e não serão discutidos nesse item. Dessa forma, os autores agruparam os exemplos de depósitos fluviais paleozoicos compilados (81 unidades) em estágios e não, como Cotter (1978), em períodos, buscando assim relacionar mais diretamente a evolução de fácies aluviais com a evolução da vegetação. O estágio 2 (VS2) abrange um período, Cambriano até o Ordoviciano Inferior, onde não há evidência fóssil de qualquer tipo de plantas terrestres. O estágio 3 (VS3), Ordoviciano Médio ao começo do Siluriano, é caracterizado pela ocorrência de flora primitiva, tipo briófitas, como musgos. O estágio 4 (VS4) abrange a maior parte do Siluriano e representa o aparecimento e disseminação das primeiras plantas vasculares. O Devoniano é subdividido em dois estágios (VS5 e VS6), definidos pelos primeiros registros de raízes em paleossolos (Hillier et al., 2008) e pela disseminação de vegetação arbórea pelo mundo.

Na compilação de Davies & Gibling (2010), os depósitos Cambro-ordovicianos, são dominados por sistemas entrelaçados, muitos deles assumindo o estilo “sheet-braided” como discutido acima. O estágio 4 (VS4), seria um estágio intermediário, também dominado por estilos entrelaçados, porém já com maiores conteúdos de lama no sistema, o que teria levado ao predomínio do estilo “channelled braided”, caracterizado por superfícies erosivas com maior relevo e maiores complexidades de organização interna das camadas. Com o aparecimento das raízes no Devoniano (estágios 5 e 6) sistemas meandantes começam constituir uma significativa proporção dos depósitos fluviais (**Figura 16**). Os resultados indicam que, a partir do Cambriano, os sistemas fluviais passaram por uma profunda evolução de depósitos entrelaçados, “tipo lençol”, para um arranjo mais diversificado de sistemas entrelaçados, meandantes e distributários ao fim do Devoniano (Davies et al., 2011).

DEVONIAN	UPPER	FAMENNIAN	VS6	←	Oldest forests	Worldwide arborescent vegetation	
		FRASNIAN					
	MIDDLE	GIVETIAN			398 Ma		Oldest liverworts
		EIFELIAN					Oldest canopy & deep-rooting
	LOWER	EMSIAN	VS5	←	Oldest definitive roots	Diverse larger tracheophytes	
		PRAGIAN					
		LOCHKOVIAN	416 Ma	←	Cryptospores disappear		
SILURIAN	PRIDOLI		VS4	←	Oldest root-like structures	Worldwide tracheophytes (small sporophytes)	
	LUDLOW						
	WENLOCK						
		LLANDOVERY		436 Ma	←	Marked diversification of spore morphologies	
ORDOVICIAN	UPPER	VS3	←	Oldest carbonaceous compressions	Cosmopolitan bryophyte-like flora		
				←		Oldest fungi	
	MIDDLE					472 Ma	←
	LOWER						
CAMBRIAN	LATE	VS2			No unequivocal fossil evidence for any photosynthetic life on land		
	MIDDLE						
	EARLY						
			542 Ma				

Figura 15. Estágios evolutivos da vegetação no paleozóico inferior. Os estágios V0 e V1, estão relacionados com o Precambriano e não são consideradas nessa seção. Extraído de Davies et al. (2011).

Figura 16. Interpretações de estilos fluviais para cada estágios de vegetação. Os tipo mistos (*mixed*) representam casos em que ambos os estilos, entrelaçado e meandrante, são inferidos. (n = 23 [VS2], 9 [VS3], 11 [VS4], 14 [VS5], 24 [VS6]). Extraído de Davies & Gibling (2010).

A baixa proporção de lama nos depósitos Cambro-Ordovicianos podem constituir uma explicação para o estilo “sheet-braided” (Davies et al., 2011). Essa asserção apoia-se no trabalho de Schumm (1960) que estudou 69 canais aluviais atuais para analisar o efeito do conteúdo de lama sobre a razão largura/profundidade dos canais. O conteúdo de lama foi medido pela porcentagem de silte e argila em amostras de fundo e margem em seções transversais aos canais. Schumm observou uma correlação entre o conteúdo de lama e a razão largura/profundidade, sugerindo que mesmo uma pequena quantidade de silte e argila aumentam a coesividade do alúvio e a estabilidade das margens. Os dados de Schumm indicam que para canais em sedimentos com 1% de lama a razão largura/profundidade pode exceder 250, com 5% a razão decai para 45, e com 10% para 20. Para o último caso, Davies et al. (2011), associam a razão 20 à razão espessura/extensão do estilo “sheet-braided”, fazendo uma analogia entre característica geométrica dos depósitos com profundidade do paleocanal.

Evidências de canais meandranes com barras em pontal estabilizadas, por meio da preservação de camadas heterolíticas de acreção lateral, parecem estar associadas ao aparecimento e desenvolvimento de cobertura vegetal com raízes, que devem ter causado um incremento da estabilidade das margens, promovendo a canalização e o aumento do potencial de preservação de camadas de acreção lateral (Davies & Gibling, 2010; Davies et al., 2011). Conforme o desenvolvimento das plantas arborescentes, do estágio 5 para o 6 (VS5 e VS6, Devoniano), as profundidades de penetração das raízes também teriam aumentado (Algeo & Scheckler, 1998). As possíveis razões para a grande escassez de camadas de acreção lateral no registro pré-vegetação, devido ao baixo potencial de preservação, são atribuídas à (Davies & Gibling, 2010): Joeiramento eóico e enchentes extremas que podem ter sido muito eficientes na remoção de sedimentos finos do sistema; o maior calibre sedimentar dos sistemas pré-vegetação podem ter formados rios meandranes cascalhosos nos quais o comum desenvolvimento de canais de atalhos poderiam destruir as barras em pontal, reduzindo seu potencial de preservação; e a própria escassez de sedimentos finos teriam inibido o desenvolvimento de meandros.

O menor proporção de lama nos depósitos do Cambro-ordoviciano (estágio 2) configura um dos principais argumentos de Davies & Gibling (2010), como visto acima, para explicar as diferenças entre estilos fluviais anteriores e posteriores ao desenvolvimento da vegetação terrestre. Na citada compilação mostra-se que a porcentagem de depósitos com sucessões com mais de 10% de lama passa de pouco mais

de 10% nos exemplos do estágio 2 (VS2) para 100% no estágio 6 (VS6). Outra característica composicional dos sedimentos é a maior presença de arenitos arcoseanos nos tempos pré-vegetação, fato atribuído ao papel do metabolismo vegetal das raízes na alteração dos feldspatos. A granulometria das areias também mostra uma evolução, com o decréscimo da porcentagem de areia grossa a muito grossa do VS2 ao VS6, pareada por um aumento na porcentagem de areia fina a muito fina. Contrastes nas fácies de planícies aluviais também são ilustradas, como por exemplo a presença de horizontes pedogênicos e bioturbações que começam a aparecer significativamente a partir do estágio 4 (VS4). Essas evoluções são sumarizadas na **figura 17**.

III.5. Discussão e considerações

As especulações originais de Schumm (1968), baseadas em gráficos hipotéticos sobre o papel da vegetação sobre o ciclo hidrológico, o levaram a considerar a possibilidade de um estilo fluvial particular do passado antigo, porém o autor não ilustrou suas ideias com nenhum exemplo do registro geológico. Nota-se que suas considerações sobre a formação de depósitos aluviais tipo lençol, se referia a uma geometria em escala de bacia, e tal ideia foi transposta por Cotter (1978) para geometria de camadas individuais, na escala de afloramento.

Uma certa efemeridade da dinâmica dos rios está implícita nas argumentações de Schumm, devido ao caráter instantâneo que o funcionamento do escoamento superficial teria num mundo não vegetado. O autor, inclusive, aventa a possibilidade de depósitos formados por cada evento de enchente (“varve-like flood deposits”). Como visto anteriormente, registros de rios perenes são comuns nas rochas pré-devonianas, e portanto deve ter havido algum mecanismo de controle de vazão, sem ser a cobertura vegetal, que poderia ter dosado o escoamento superficial que governou a sedimentação nesses rios antigos. Aventa-se aqui a hipótese de bacias de captação muito grandes, com diversos rios tributários que tenderiam a alimentar a vazão de rios principais perenes. Também, podendo estar associado ou não a primeira hipótese, a vazão poderia ser controlada por altos índices de infiltração relacionados a substratos sedimentares pouco litificados.

Figura 17. Tendências de evolução de fácies aluviais ao longo do Paleozoico. Extraído de Davies & Gibling (2010).

Ao mesmo tempo, as planícies de inundação antigas tenderiam a ter caráter efêmero e desconfinado, assumindo as características preconizadas por Schumm, porém sem constituir a totalidade dos depósitos aluviais e estando associadas a cinturões de canais. Por exemplo, o trabalho de Tisgaard & Oxnevad (1998) no Neoproterozoico da Groenlândia, descreve variações nas fácies fluviais em uma sucessão de 30 metros de espessura, indicando o desenvolvimento de rios perenes, semi-perenes e efêmeros, associados a mudanças climáticas. Porém, a relativa pouca espessura do afloramento estudado, pode na realidade indicar o empilhamento vertical de ambientes que coexistiram lateralmente, sendo que os sistemas efêmeros poderiam representar depósitos de planícies associados aos rios perenes.

Outro aspecto a ser considerado são as abstrações realizadas na confecção dos gráficos de Schumm (1968) (**Figuras 7 e 8**), sobre o papel que variações litológicas e fisiográficas podem exercer sobre a produção sedimentar e o escoamento superficial. A produção sedimentar pode ser considerada essencialmente um jogo entre clima e topografia, sendo que a maior taxa de produção sedimentar atual encontra-se nas bacias de drenagem dos rios Brahmaputra e Ganges, devido ao relevo superlativo da orogenia himalaiana associado ao clima de monções imperante na Índia (Allen, 1997). Nos gráficos de Schumm a não consideração de tais variáveis simplifica em demasia os possíveis quadros de funcionamento da produção sedimentar. Dentro dos diversos cenários tectono-sedimentares e climáticos possíveis, ao longo da história geológica do planeta, seria possível que o peso dessas variáveis chegasse a sobrepujar a influência da vegetação no estilo deposicional dos sistemas fluviais. Além disso, a escala de tempo envolvida no processo de preenchimento das bacias sedimentares (milhões de anos), associada a importância de eventos extremos e de pouca frequência na formação dos depósitos, complexificam bastante a questão.

Os trabalhos que defendem a evolução de estilos fluviais ao longo do tempo geológico fazem uso de extensa compilação de dados da literatura para apoiar seus argumentos (Cotter, 1978; Davies & Gibling, 2010; Davies et al., 2011). Portanto, cabe uma breve discussão sobre os vieses intrínsecos a tal empreitada, como explicitamente discutido pelos autores. Problemas de amostragem devem ser considerados, o que pode subestimar ou superestimar depósitos de uma dada idade (ou estágio) e localidade. Os exemplos compilados por Davies & Gibling (2010) são, em sua grande maioria (mais de 90%), do continente norte-americano e europeu. Dessa forma, os registros fluviais do

Gondwana são subestimados consideravelmente. Outra ressalva importante é que o uso de trabalhos de diversos autores faz com que se junte critérios diferentes de interpretação dos registros. Davies & Gibling procuraram minimizar tal efeito através de visitas de localidades com interpretações contrastantes e ambíguas, buscando padronizar os critérios. O principal enviesamento das compilações, como assumido por Cotter (1978), é o agrupamento de depósitos fluviais de diferentes contextos climáticos e tectônicos num mesmo conjunto, tendo em vista o importante controle que tais variáveis exercem sobre os sistemas fluviais (e.g. Miall, 1996).

O estilo “sheet-braided” de Cotter (1978) caracterizado por camadas com razão espessura/extensão maiores que 20, tem uma definição muito restrita e com pouco significado em termos de processos formadores. Davies & Gibling (2010) também atribuem a esse estilo pouca complexidade na organização interna das camadas, e explicam as geometrias tipo lençol, principalmente, como função de pouca proporção de lama dos sistemas pré-vegetação, o que teria acarretado em paleocanais muito largos e pouco profundos. Em contrapartida, uma das formações apalachianas que exemplificam o estilo “sheet-braided” de Cotter (1978) é composta por intercalações de camadas de arenitos e pelitos, o que mostra a fragilidade na definição desse estilo. Ressalta-se também que depósitos fluviais com geometria em lençol não são restritos aos registros pré-devonianos, ocorrendo, por exemplo, em unidade triássicas da Espanha (López-Gomes & Arche, 1993). Importante destacar que, como discutido no presente trabalho, a suposta simplicidade da organização interna dos corpos arenosos dos estilos fluviais pré-vegetação não se sustenta frente a considerável variabilidade dos registros proterozoicos descritos na literatura.

Uma discussão mais ampla, no campo da geologia sedimentar, também tem implicações importantes para o nosso tema. A classificação de sistemas fluviais modernos, baseada na morfologia em planta de canais, tem aplicação questionável quando partimos da análise das características dos depósitos antigos. O contínuo existente entre padrões meandranes e entrelaçados, somado à ambiguidades e semelhanças entre os processos deposicionais, faz com que seja muito difícil a distinção de padrões em planta a partir dos depósitos preservados (Bridge, 1985; Bridge, 2006). Por outro lado, Bridge (2006) considera que a distinção de rios de canal único e canal múltiplo seria mais importante que a classificação entrelaçado-meandrante, e como sugerido por experimentos em tanque (**Figura 9**), a vegetação pode ter um impacto significativo sobre

a organização do sistema, forçando a canalização única do rio.

Uma nova forma de classificar os depósitos fluviais pode ter sido apontada pelo trabalho de Allen et al. (2011). Os autores buscam entender a resposta fluvial em regiões paleo-equatoriais às variações climáticas durante a glaciação do Paleozoico Superior. Para isso, elaboraram uma classificação dos depósitos estudados baseada em associações de fácies que resultam de diferentes regimes de vazão, e portanto de diferentes pluviosidades e climas.

A resposta mais direta entre precipitação e escoamento superficial, conforme as considerações de Schumm (1968), tornaria os sistemas pré-vegetação mais sensíveis a variações climáticas. Se essa asserção for universalmente válida, os depósitos pré-devonianos podem constituir um excelente objeto de estudo para a aplicação e o desenvolvimento das novas categorizações de estilos fluviais apontadas por Allen et al. (2011), baseadas nas características do regime de vazão durante a deposição. Esse esquema talvez seja mais variado e aplicável do que a antiga classificação por morfologia de canais.

Como argumentado no item III.2 desse trabalho, a presença de vegetação no sistema fluvial modifica e influi na dinâmica dos processos e nos tipos de produtos aluviais, porém cabe ressaltar que o papel que ela desempenha é complexo. Segundo os trabalhos sobre os registros proterozoicos, existe um amplo predomínio de sistemas fluviais arenosos e entrelaçados. Analogias de alguns desses registros com modelos de sistemas atuais, podem indicar que os estilos antigos não eram necessariamente tão diferentes dos modernos. Também, o não reconhecimento de sucessões fluviais com importante proporção de sedimentos finos, pode derivar da maior susceptibilidade de camadas pelíticas de serem deformadas e metamorfozadas, ou de sua interpretação como depósitos marinhos. Long (1978 a), por exemplo, que dedicou sua carreira ao estudo de rochas sedimentares precambrianas, comentou as dificuldades, principalmente nas primeiras décadas do século XX, que os pesquisadores encontravam para a distinção entre arenitos marinhos e fluviais devido a ausência de fósseis.

Estudos de mais unidades antigas, ainda pouco exploradas, como no caso do território brasileiro, e novos trabalhos de compilação, a despeito dos vieses, que intensifiquem o escrutínio do registros em localidades pouco representadas no trabalho de Davies & Gibling (2010), bem como a consideração de idades que representam outras etapas evolutivas da vegetação (por exemplo o aparecimento das gramíneas), podem

ajudar na elucidação do tema, e servir como testes da interessante hipótese sobre a íntima relação entre o desenvolvimento da vegetação e a evolução de estilos fluviais ao longo do tempo geológico.

IV. ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA SEÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO TOMBADOR NO LESTE DA CHAPADA DIAMANTINA (BA)

IV.1. Introdução

A região da Chapada Diamantina é sustentada por expressivas sucessões areníticas do Mesoproterozóico. Essas sucessões que afloram por uma extensa área do interior do Estado da Bahia foram agrupadas e consagradas na estratigrafia como Formação Tombador desde o trabalho pioneiro de Banner (1910), analisando ocorrências na região da Serra do Tombador. Essa unidade é composta essencialmente por depósitos continentais aluviais, e pode ser considerada como representante de uma das primeiras sucessões tipo red beds, que após o fim do Arqueano e durante o Proterozóico se tornaram cada vez mais comuns no registro sedimentar da crosta.

A boa preservação de estruturas primárias e exposições contínuas permitem o estudo sedimentar desses registros antigos e abrem a janela para a investigação de um passado remoto, onde a colonização dos continentes pelas plantas terrestres ainda não havia ocorrido.

A Formação Tombador na região da Chapada Diamantina possui cerca de 400 m de espessura, e a rigor poderia configurar um Grupo como unidade estratigráfica, por possuir associações de fácies que podem ser unidades individualizáveis em mapeamentos de semi-detalle ou detalhe. No mapa na escala 1:100.000 de Pedreira & Bonfim (1990), a sucessão relacionada à Formação Tombador é subdividida em, pelo menos, três unidades. Por uma questão de consagração e hábito permanece-se a denominação de Formação Tombador para designar, conjuntamente, as camadas essencialmente areníticas que sustentam as escarpas características da fisiografia da Chapada Diamantina.

A estratigrafia da Formação Tombador é de grande importância para a compreensão do contexto paleogeográfico e de desenvolvimento de seus sistemas deposicionais fluviais, que se caracterizam como uma das mais bem expostas sucessões aluviais do Mesoproterozoico, com grande importância para a compreensão das particularidades dos processos fluviais do Precambriano.

Com esse enfoque, exposições contínuas da borda Leste do Grupo Chapada Diamantina permitiram o levantamento de sete seções colunares de detalhe, paralelas

entre si, seguindo o percurso de drenagens tributárias ao rio São José, entre as localidades de Lençóis e Andaraí (BA). Tais drenagens correspondem aos rios, de norte pra sul, Ribeirão, Cachorrinhos, Capivara, Piçarras, Caldeirão, Funis e Roncador (**Figura 18**). Essas sucessões estão contidas no flanco leste de uma dobra anticlinal regional, com mergulho de cerca de 20 graus para leste. As seções medidas chegam a espessura de até 340 m, representando as porções intermediária e de topo da unidade em um trecho de 15 km de extensão e orientação Norte-Sul (**Figura 18**).

Análise de fácies e sistemas deposicionais e medição sistemática de paleocorrentes levaram a uma proposta de reconstituição da evolução paleogeográfica da unidade nesta área, de forma a permitir comparações com outras ocorrências da unidade.

IV.2. Contexto geológico

O Grupo Chapada Diamantina foi definido por Leal & Brito Neves (1968), como composto pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. É a seção mais estudada e conhecida do Supergrupo Espinhaço da Bahia (Dominguez, 1996). Sua unidade basal, a Formação Tombador, sustenta os paredões que caracterizam a exuberante fisiografia da Chapada Diamantina. Nos trabalhos de mapeamento do Projeto RADAMBRASIL, a Formação Tombador, devido a sua ampla ocorrência, expressão em área e relativa homogeneidade foi considerada como “camada guia” para correlações.

Contrastes estratigráficos e estruturais permitem subdividir à região da Chapada Diamantina em dois domínios, Ocidental e Oriental (Jardim de Sá, 1978; Martins et al., 2008).

Sendo a unidade de topo do Supergrupo Espinhaço na Bahia, o Grupo Chapada Diamantina representa o preenchimento de uma nova fase de sedimentação relacionada ao desenvolvimento de uma bacia intracratônica. Na região mais a oeste de sua área de ocorrência, na Chapada Diamantina Ocidental, bem como à leste, na Chapada Diamantina Oriental, a Formação Tombador repousa sobre as rochas sedimentares do Grupo Paraguassú, associado a um fase de sedimentação de rift e pós-rift do Supergrupo Espinhaço (Martins et al. 2008). Em sua área de ocorrência a Nordeste, na região da serra homônima, os depósitos continentais da Formação Tombador assentam-se diretamente sobre o embasamento Arqueano.

Figura 18: A esquerda, mapa de localização das seções estratigráficas. A direita, mapa geológico elaborado com a correlação entre as seções, e modificado de Bonfim & Pedreira (1990).

A natureza do contato basal do Grupo Chapada Diamantina (Formação Tombador) com o Grupo Paraguassú é controversa na literatura e não plenamente estabelecida (Dominguez, 1996). Nos trabalhos de Bomfim & Pedreira (1990) e Pedreira (1997) a passagem de um grupo para outro é considerada gradacional. A maioria dos trabalhos, entretanto, assume uma discordância regional, tendo em vista o caráter predominantemente erosivo da base da Formação Tombador e sua área mais extensa de ocorrência em relação à unidade inferior, marcando provavelmente um novo episódio de subsidência com características distintas dos episódios anteriores (e.g. Dominguez, 1993; Schobbenhaus, 1996; Martins et al., 2008). Outro dado importante que diferencia a sedimentação dessa unidade é o aparecimento de um importante sistema fluvial (Fm. Tombador) com paleocorrentes para oeste, praticamente oposta ao sentido de paleocorrentes (para sudeste) dos sedimentitos fluviais do Grupo Paraguassú (Dominguez, 1993; Pedreira, 1997). Essa situação marca uma mudança abrupta na locação da área fonte e na dispersão de sedimentos nas antigas bacias.

Pedreira (1997) reconheceu os seguintes sistemas deposicionais na Formação Tombador: eólico, fluvial e leque aluvial.

Em seu topo, a Formação Tombador faz contato com a Formação Caboclo, composta essencialmente por depósitos pelíticos que representam uma transgressão marinha sobre os depósitos essencialmente continentais da Formação Tombador. A passagem entre essas unidades é tida como gradacional (e.g. Bomfim & Pedreira, 1990), caracterizada pelo aparecimento de um sistema costeiro com ampla e descontínua área de ocorrência. Porém, relações estratigráficas e a identificação de um novo sistema fluvial sobreposto aos depósitos costeiros, fez com que essa sucessão arenítica costeira fosse considerada, no presente trabalho como parte da evolução da sedimentação psamítica relacionada a Formação Tombador, então separada da Formação Caboclo por discordância regional entre os pelitos basais dessa unidade e os paleovales de preenchimento costeiro e fluvial da Formação Tombador aqui descritos.

IV.3. Sistemas deposicionais

Análise de fácies e arquitetura deposicional levaram à interpretação de três sistemas deposicionais nas seções estudadas: sistema fluvial dominado por carga de fundo; sistema flúvio-éólico, dominado por campo de dunas eólicas e depósitos fluviais

subordinados; e sistema costeiro dominado por ondas.

Essas associações foram correlacionadas através das seções estratigráficas e expressas em mapa, elaborado com base no mapa geológico de Pedreira & Bonfim (1992) da folha Lençóis, escala 1:100.000 (**Figura 18**).

IV.3.1. Associação de fácies 1 - Sistema fluvial dominado por carga de fundo

Os depósitos interpretados como sistemas fluviais são principalmente arenitos grossos a conglomeráticos, conglomerados com seixos e matacões imbricados e raras camadas de siltitos e intercalações heterolíticas de siltitos e arenitos finos. Foram identificados três níveis estratigráficos fluviais principais, de expressão em área variável. Um mais basal, verificado apenas na seção do Rio Ribeirão, um intermediário e um no topo, separados respectivamente pela associação flúvio-eólica e pela associação de depósitos costeiros. As sucessões fluviais intermediária e do topo da Formação Tombador foram melhor documentadas nas seções estudadas e são aqui denominadas informalmente de sistema fluvial inferior e superior, respectivamente abaixo e acima da associação costeira (item IV.4).

Os arenitos grossos a conglomeráticos de ambas sucessões são caracterizados pelo domínio de estratificação cruzada acanalada (**Foto 3**) e, localmente, planar, em séries predominantemente de médio porte, entre 20 a 50cm de espessura, por vezes compondo cosets com limites de série inclinados em baixo ângulo (estratificação cruzada composta), que podem passar lateralmente pra séries de estratos cruzados de frente de avalanche mais espessas (cerca de 1 m) (**Foto 1**). São dispostos em camadas tabulares a lenticulares de decímetros a poucos metros de espessura com considerável continuidade lateral, atingindo dezenas de metros de extensão, o que denota uma geometria em lençol, muito comum em depósitos fluviais precambrianos (sheet-braided style) (e.g. Cotter, 1978; Davies & Gibling, 2012) (**Foto 2**). A composição do arcabouço arenoso é arcoseana, sendo que os feldspatos se encontram sericitizados. Em lâmina petrográfica aparecem, por vezes, como pseudo matriz devido à compactação. A presença de cascalhos (grânulos e seixos pequenos) é variável, ocorrendo principalmente de forma esparsa, e por vezes concentrados em níveis mais cascalhosos geralmente nas bases de séries de estratificações cruzadas. Esses clastos são subangulosos a subarredondados e compostos predominantemente por quartzo de veio, quartzitos e meta-arenitos, com ocorrência local

de jaspilito e quartzito verde.

Níveis com concentração anômala de seixos pequenos e grânulos, em camadas com poucos decímetros de espessura, intercaladas em meio aos arenitos conglomeráticos, são interpretadas como superfícies de deflação eólica dentro dos sistemas fluviais (**Fotos 4 e 5**) (e.g. Pedreira, 1997).

Corpos conglomeráticos, nas seções colunares setentrionais, ocorrem no topo da sistema fluvial inferior, nas seções dos rios Cachorrinhos, Capivara, Piçarras e Caldeirão (item IV.4), de modo que essas sucessões apresentam um padrão de empilhamento granocrescente. Uma unidade conglomerática sotoposta à sucessão fluvio-eólica ocorre na base da seção do Ribeirão (**Foto 6**). Os clastos dos conglomerados são compostos por seixos e calhaus arredondados de mesma composição daqueles encontrados nos arenitos conglomeráticos, geralmente imbricados pelo eixo médio (**Foto 7**). Compõe camadas lenticulares, de até 5 metros de espessura, podendo ser maciços ou apresentar planos inclinados relacionados a superfícies de acréscimo a montante.

Associada a esses corpos conglomeráticos, nas seções do Ribeirão (**Fotos 8 e 9**), Cachorrinhos (**Fotos 10 e 11**) e Capivara, ocorre fácies conglomerática mais grossa, com o aparecimento de matações angulosos de arenito médio a fino, bem selecionado (eólico), o que faz tais depósitos adquirirem um aspecto brechóide (**Foto 11**). A proveniência de seixos e calhaus arredondados, descrita acima, se mantém nessa fácies. Em ambas as variedades de depósitos conglomeráticos é observável imbricação dos clastos (**Foto 9**).

A espessura das camadas conglomeráticas é bastante variável entre as seções, e o contato basal desses corpos é escavado e erosivo (irregular com variações topográficas métricas ao longo de dezenas a centenas de metros lateralmente).

Na associação de sistemas fluviais, sucessões contendo intercalações de pelito são raras, ocorrem somente nas seções dos rios Ribeirão e Cachorrinhos, sendo mais expressivas e recorrentes em um intervalo próximo ao topo da seção do Ribeirão. As fácies pelíticas ocorrem em intercalações de camadas pouco espessas (em torno de 50 cm a 1 m) em meio aos arenitos com estratificação cruzada, mais ou menos conglomeráticos (**Foto 12**). Lags (delgados níveis residuais) de seixos e calhaus por vezes ocorrem na base dos depósitos finos (**Foto 13 e 14**). As fácies pelíticas são compostas por siltitos, siltitos arenosos e arenitos finos siltosos, apresentando laminação heterolítica. Marcas onduladas, com amplitudes de poucos centímetros, podem ser observadas em planta. Gretas de contração e marcas de pingos de chuva também são observados nessa fácies (**Fotos 15 e**

16).

Interpretação

Os arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e planares, dominantes na unidade, são interpretados como depósitos de migração de dunas subaquáticas formadas por correntes unidirecionais sob regime de fluxo inferior. Sua disposição em cosets inclinados indica a formação de barras arenosas nesses sistemas. Da mesma forma, conglomerados e brechas com seixos e calhaus imbricados são interpretados como depósitos de barras cascalhosas em canais fluviais. Trabalhos anteriores consideraram esses depósitos como produtos sedimentares de rios entrelaçados e/ou enchentes em lençol (Pedreira, 1994; Castro 2003, Magalhães et al., 2014).

Depósitos locais de decantação com evidências de exposição subaérea (gretas de contração e marcas de pingos de chuva) são interpretados como depósitos de ambientes restritos em topos de barras e planícies de inundação incipientes (Marconato, 2014; Magalhães et al., 2014).

Trabalhos anteriores (e.g. Pedreira, 1996; Castro, 2003) têm interpretado os corpos conglomeráticos como depósitos de leque aluvial, provavelmente devido à ocorrência de corpos com a presença de clastos (calhaus e matacões) angulosos, o que cria um contraste forte em relação a maturidade textural das demais fácies da sucessão, e sugere que sejam depósitos proximais, sem grande transporte em relação a área fonte.

Entretanto algumas características importantes indicam um cenário diferente para a sedimentação dessa fácies. A estruturação das unidades conglomeráticas, tanto nas variações dominadas por seixos e calhaus arredondados como nas que possuem matacões angulosos, possuem uma clara imbricação dos clastos, evidenciando que foram transportados por rolamento de carga de fundo em correntes aquosas sob regime de fluxo inferior. O contato basal desses corpos é erosivo e escavado, o que indica que foram depositados dentro de canais. Essas características sugerem que as fácies conglomeráticas são produto da evolução do sistema fluvial, resultando provavelmente de variações nos controles alogênicos sobre a sedimentação. Dessa forma os matacões angulosos, compostos unicamente por arenitos finos a médios, bem selecionados, derivam provavelmente da erosão de unidades eólicas inferiores da própria Formação Tombador indicando eventos de autofagia na bacia.

Foto 1: Fluvial superior no Rio Funis. Notar a passagem lateral de conjuntos de séries de estratificação cruzada (séries com cerca de 20cm de espessura) passando lateralmente para estratos cruzados de frente de avalanche. No detalhe, estratos granodecrescentes marcando a frente de avalanche.

Foto 2 (acima): Camadas tabulares com espessuras decimétricas a métrica com grande continuidade lateral, compostas por *co-sets* de estratificação cruzada. Rio Capivara. **Foto 3** (abaixo): Detalhe do arenito conglomerático, com grânulos e seixos pequenos, e estratificação cruzada acanalada.

Foto 4 (acima): vista em perfil de nível com concentração de grânulos e seixos pequenos angulosos. Rio Caldeirão. **Foto 5** (abaixo): vista em planta do mesmo nível.

Foto 6 (acima) Camada de conglomerado estratificado e com imbricação. Nível fluvial basal da seção do Rio Ribeirão. **Foto 7** (abaixo): Detalhe dos seixos imbricados.

Foto 8 (acima): Camada de conglomerado com calhaus e matacões angulosos de arenito (brecha). Rio Ribeirão. **Foto 9** (abaixo): Detalhe da imbricação dos clastos, notar que a presença de seixos e calhaus arredondados se mantêm nessa fácies.

Foto 10 (acima): Camada de conglomerado-brecha sobreposta aos conglomerados com seixos arredondados. Rio Cachorrinhos. **Foto 11** (abaixo): Detalhe do contato entre a variação de fácies.

Foto 12: Sucessão de arenitos fluviais com intercalações de dois horizontes de camadas heterolíticas (cor roxa). Rio Ribeirão.

Foto 13 (acima): Lag de conglomerado sobreposto por camada de lamitos com laminação heterolítica. No topo camada de arenito com estratificação cruzada acanalada. Rio Ribeirão. Foto 14 (abaixo): detalhe do lag de conglomerado, com clastos de seixo e calhau imbricados.

Foto 15 (acima): Gretas de contração em pelitos, preenchidas por areia. Rio Cachorrinhos.
Foto 16 (abaixo): Vista em planta de marcas onduladas com drape de lama (a esquerda) e marcas de pingo de chuva (a direita) em níveis arenosos contidos na fácies heterolítica. Rio Ribeirão.

IV.3.2. Associação de fácies 2 - Sistema flúvio-eólico

Arenitos médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada em séries de até dois metros de espessura marcada por alternância de lentes centimétricas de arenitos maciços e níveis mais contínuos de arenitos finamente laminados são característicos dessa associação (**Foto 17**). Esses arenitos com estratificação cruzada intercalam-se a arenitos de mesma granulação, dispostos em camadas tabulares decimétricas a métricas, em geometrias tipo lençol de areia, dominados por laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo (**Foto 18 e 20**), localmente com marcas onduladas simétricas com cristas paralelas e bifurcações em "y" (**Foto 21**).

Associados às camadas tabulares com laminação plano-paralela ocorrem comumente corpos pouco espessos (decimétricos a poucos metros) de arenitos grossos mal selecionados, com estratificação cruzada acanalada, e base erosiva, semelhantes ao da associação de fácies 1 (**Foto 19**). Embora sejam comuns as intercalções dessa fácies, é subordinada em relação aos depósitos tabulares e bem selecionados dominantes nessa associação.

Interpretação

Os arenitos com cruzadas acanaladas métricas e segregação marcada nos foresets são interpretados como depósitos de dunas eólicas, com alternância entre queda de grãos e fluxo de grãos. Os arenitos dominados por laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo são interpretados como produto de cavalgamento subcrítico de ondulações eólicas. Ambiente de interduna e/ou dune plint, são interpretados para essa fácies.

A ocorrência local de ripples de onda é interpretada em contexto de interduna úmida. Da mesma forma, os arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas de base erosiva são interpretados como depósitos subaquosos, relacionados a pequenos canais fluviais que teriam se desenvolvidos nos ambientes de interduna.

Foto 17 (acima): Arenito eólico, com estratificação cruzada de grande porte, sobreposta à arenitos estratificação plano paralela e cruzada de baixo ângulo. Rio Lençóis. **Foto 18** (abaixo): detalhe da fácies da camada sotoposta à cruzada de grande porte.

Foto 19: Intercalações de arenitos fluviais subordinados a lençóis de areia eólica. Rio Piçarras

Foto 20 (acima): Camadas tabulares com estratificação cruzada de baixo ângulo, em ambiente de pé de duna (dune plint). Rio Roncador. **Foto 21** (abaixo): Vista em planta de marcas onduladas de fluxo oscilatório em ambiente de interduna úmida. Rio Roncador.

IV.3.3. Associação de fácies 3 - Sistema costeiro dominado por ondas

Essa associação é composta por quartzo-arenitos de granulação média, bem selecionados, com grãos subarredondados a arredondados. Sua composição mineralógica contrasta com aquela dos depósitos fluviais e eólicos das associações de fácies 1 e 2, que possuem uma composição arcoseana ou subarcoseana. Horizontes de arenitos grossos com grânulos esparsos são raros. O aspecto dessa associação em afloramento é de um arenito limpo, bem laminado, organizado em camadas tabulares com grande continuidade lateral (**Foto 22**). A estrutura sedimentar dominante é uma estratificação plano-paralela formada pela superposição de marcas onduladas (**Foto 23**). Por vezes a laminação cruzada apresenta aspecto cavalgante e preservação de formas (ripples) simétricas ou quase simétricas, localmente com geometria em cúspide (**Fotos 24 e 25**). Estruturas de escape de fluído podem ser encontradas em algumas exposições dessa fácies (**Foto 26**). Estratificação cruzada de baixo ângulo, com geometria cuneiforme pode ser observada localmente nessa associação (**Foto 27**). Ocorrem também laminações e estratificações cruzadas de pequeno porte com variação lateral de morfologia na mesma camada, em escalas de extensão centimétricas a decimétricas (**Fotos 28 e 29**). Séries com estratificação cruzada de poucos decímetros de espessura ocorrem subordinadamente em meio aos arenitos laminados com marcas onduladas, bem como estratificação plano-paralela com lineação primária de corrente.

Na seção do Rio Capivara, na base dessa sucessão, poucos metros acima do contato com os conglomerados de matacão do sistema fluvial inferior, ocorre uma associação de fácies distinta, não identificada nas demais seções (item IV.4). É composta por uma intercalação decimétrica de pelitos e arenitos conglomeráticos, em sucessões quase rítmicas (**Fotos 30 a 33**). Os pelitos são compostos por siltitos e arenitos finos, finamente laminados e com estrutura plano-paralela. Os arenitos conglomeráticos, possuem grânulos, seixos e calhaus esparsos e são maciços.

Outra fácies presente nessa associação, intercaladas às fácies dominantes de arenitos limpos laminados, é caracterizada por camadas com estratificação cruzada de grande porte, de espessuras métricas, com mesma textura e composição sedimentar (**Fotos 34 e 35**).

Interpretação

Essa associação é interpretada como depósitos praiais, incluindo fácies de retrabalhamento por ondas, espriamento e dunas eólicas costeiras, com subambientes restritos de coarse-grained deltas.

A sucessão dominada por arenitos com laminação cruzada simétrica, por vezes cúspide e com variação de morfologia no mesmo estrato é interpretada como produto de ondas de tempo bom em ambiente de face litorânea (e.g. De Raaf et al., 1977; Clifton, 2006). As sucessões de arenitos com estratos cruzados de maior porte que passam lateralmente para estratificação plano-paralela relacionada à marcas onduladas de onda é interpretada como depósitos de dunas eólicas costeiras em ambiente de pós-praia. A sucessão de pelitos e conglomerados rítmicos e tabulares é interpretada como uma sedimentação de frente deltaica em um corpo de água restrito e/ou profundo, com sedimentação predominante por decantação e eventos de fluxos hiperpicnais episódicos, provavelmente produtos de um elevado gradiente de declividade entre as partes submersas e emersas do sistema.

No mapa 1:100.000 da Folha Lençóis de Bonfim & Pedreira (1990), esse sistema deposicional é mapeado como uma unidade da Formação Caboclo. A identificação de um novo sistema fluvial (fluvial superior), sobreposto aos depósitos costeiros, e o predomínio de arenitos, levaram a considerar toda a seqüência como parte da Formação Tombador, em um contexto de evolução sedimentar continental e costeira, anterior aos depósitos essencialmente finos relacionados à incursão marinha plataformar da Formação Caboclo.

Foto 22 (acima): Arenito médio laminado com estratificação plano paralela, composta por sobreposição de marcas onduladas. Rio Piabinha. **Foto 23** (abaixo): Outro exemplo da estrutura predominante dessa fácies que domina a associação costeira. Espessura da camada cerca de 2 metros. Rio Capivara.

Fotos 24 e 25: Detalhes de marcas onduladas simétricas ou quase simétricas. Acima, aggradação formando cavalgamentos subcríticos. Rio Piçarras. Abaixo, geometria em cúspide, e com variação lateral de forma. Rio Roncador.

Foto 26 (acima): Estruturas de escape de fluídos (pillar and dishes), nas fácies de marcas onduladas. Rio Capivara. **Foto 27** (abaixo): Estratificação cruzada de baixo ângulo, com geometria cuneiforme. Rio Piçarras.

Fotos 28 e 29: Estratificação cruzadas geradas por fluxo oscilatório e combinado, com dessemelhança estrutural lateral na mesma camada. Rio Cachorrinhos.

Foto 30 (acima): Vista geral das intercalações que definem a subsistema deltaico da associação costeira. **Foto 31** (abaixo): Detalhe de arenitos finos e siltitos laminados deformados sobre calhau, contido em camada areno-conglomerática maciça, devido a compactação. Rio Capivara.

Fotos 32 e 33: Aspecto da fácies de siltito e arenito fino intercalado com arenito conglomerático maciço, que define o subsistema de coarse-grained delta. Rio Capivara.

Foto 34 e 35: Estratificação cruzada eólica, intercaladas na associação costeira. Acima, Rio Capivara. Abaixo, Rio Funis.

IV.4. Empilhamento estratigráfico

Correlações entre as seções permitiram o reconhecimento de três intervalos estratigráficos decamétricos de depósitos de sistema fluvial, um intervalo decamétrico dominado por depósitos eólicos com depósitos fluviais subordinados, e uma sucessão costeira com espessura máxima próxima de 120 m e afinamento rápido para norte. Essas sucessões foram documentadas em sete seções estratigráficas, descritas abaixo e com a legenda apresentada na **figura 19**.

A seção 1 (Rio Ribeirão), com cerca de 340 m de espessura (**Figura 20**), é caracterizada por um intervalo inicial de aproximadamente 15 m de espessura dominado por conglomerados da associação de fácies 1, sobrepostos por uma sucessão de mais de 120 m da associação de fácies 2, e nova sucessão, de cerca de 200 m de espessura, da associação de fácies 1. Esta última é dominada por arenitos conglomeráticos, e contém um intervalo de mais de 30 m de conglomerados perto de sua base. Contém também, cerca de 70 metros acima desses conglomerados, sucessão de aproximadamente 30 m caracterizada por intercalações de arenitos com estratificação cruzada, pelitos e fácies heterolíticas e lags de conglomerados.

A seção 2 (Rio Cachorrinhos), com cerca de 145 m de espessura (**Figura 21**), inicia na base com um corpo de arenito fluvial (aproximadamente 3,5 metros de espessura), associado à sucessão flúvio-eólica, que se estende por mais 40 metros na vertical com o predomínio de depósitos de campos de dunas eólicas e lençóis de areia. Sucedem 90 m da associação 1, relacionada ao sistema fluvial inferior. Corpos conglomeráticos ocorrem próximo ao topo delineando uma sucessão fluvial granocrescente. Os depósitos fluviais são sobrepostos pela associação 3, o sistema costeiro, com cerca de 40 metros de espessura.

A seção 3 (Rio Capivara), com cerca de 150 m de espessura (**Figura 22**), inicia-se com a associação de fácies 2, passando a por volta de 70 m da associação de fácies 1, dominada por arenitos com estratificação cruzada. No topo dessa associação ocorrem cerca de 5 m de conglomerados de seixos imbricados que passam acima para sucessões rítmicas de pelitos e arenitos conglomeráticos maciços da associação de fácies 3 que apresenta aproximadamente 50 m de espessura.

A seção 4 (Rio Piçarras), com cerca de 250 metros de espessura (**Figura 23**), tem seus primeiros 60 m caracterizados como a associação de fácies 2, passando a mais de

100 metros de arenitos da associação de fácies 1, com um nível de mais de 40 m de conglomerados. Seguem-se 50 m da associação de fácies 3, recoberto por mais de 30 m de arenitos da associação de fácies 1, com um conglomerado basal de matações separando as duas sucessões.

A seção 5 do Rio Caldeirão (**Figura 24**), com cerca de 190 metros de espessura, tem na sua base aproximadamente 60 metros relacionados à associação de fácies 2. Intercalações de depósitos fluviais são mais frequentes na associação flúvio eólica nessa seção. A sucessão continua com aproximadamente 40 m da associação de fácies 1, um longo intervalo não exposto e aproximadamente 20 da associação costeira seguida por outros 20 m de depósitos fluviais da associação 1.

A seção 6 (Rio Funis), com cerca de 130 metros de espessura (**Figura 25**), apresenta os 40 metros basais constituídos pela associação de fácies 3, que passam a 90 m de arenitos da associação de fácies 1, com tendência a diminuição da frequência de conglomerados em direção ao topo.

A seção 7 (Rio Roncador), com cerca de 330 metros de espessura (**Figura 26**), apresenta 100 m iniciais da associação de fácies 2, sobrepostos por mais de 70 da associação de fácies 1. Espessa sucessão (mais de 120 m) da associação de fácies 3 sobrepõe-se, sucedida por 30 m da associação de fácies 1, com conglomerado de calhaus na base.

A correlação entre as seções colunares descritas e interpretadas acima possibilitou o reconhecimento da superposição de paleovales sobre depósitos fluviais e eólicos aqui separados em duas associações de fácies conforme sua proporção. Dessa forma, e devido a utilização do contato com depósitos pelíticos da Formação Caboclo como datum para a correlação, as sucessões da associação de fácies de sistema costeiro foram interpretadas como preenchimento de um paleovale parcialmente exposto no perfil de aproximadamente 14 km de extensão entre os rios Ribeirão e Roncador com profundidade máxima superior a 150 m. Outro paleovale com profundidade superior a 100 m e parcialmente exposto nos 9 km meridionais do perfil estudado sobrepõe o paleovale preenchido por depósitos costeiros e apresenta preenchimento fluvial (**Figura 27**)

A correlação entre as sucessões fluviais e eólicas é dificultada pela pouca continuidade lateral das exposições (da ordem de dezenas de metros) restrita às drenagens encaixadas dos córregos em que foram levantadas cada uma das seções estudadas.

Figura 19: Legenda referente as seções colunares (figuras de 20 a 26)

Figura 20: Seção colunar do Rio Ribeirão

Figura 21: Seção colunar do Rio Cachorrinhos

Figura 22: Seção colunar do Rio Capivara

Figura 23: Seção colunar do Rio Piçarras

Figura 24: Seção colunar do Rio Caldeirão

Figura 25: Seção colunar do Rio Funis

Figura 26: Seção colunar do Rio Caldeirão

Figura 27: Correlação entre as seções levantadas

IV.5. Paleocorrentes

Medidas sistemáticas de estratificações cruzadas e, localmente, de imbricação de seixos em conglomerados, permitiram a reconstituição das direções de transporte sedimentar nas sucessões acima descritas. O basculamento tectônico das camadas foi compensado pela rotação de plano de referência originalmente horizontal para as medidas de estratificações cruzadas.

Os dados coletados de paleocorrentes nos sistemas fluviais, apresentadas em mapa na **figura 28**, indicam uma variação considerável no sentido de transporte sedimentar entre as seções medidas, o que conduz a uma situação paleogeográfica mais complexa do que as propostas existentes na literatura para a porção de topo da Formação Tombador (e.g. Pedreira, 1994; 1997).

O sistema fluvial inferior apresenta uma predominância de transporte sedimentar para Sudoeste e para Sul. Em duas seções, dos rios Cachorrinhos e Caldeirão, foi obtida uma média de paleocorrentes para NNE e NE, em sentido oposto ao padrão predominante das demais seções, para SW e S.

As paleocorrentes do sistema fluvial superior também apresentam divergências nos sentidos de transporte sedimentar, tendo uma média principal para S, no intervalo basal e para NW no intervalo de topo.

Essas divergências são interpretadas como variações de transporte sedimentar inerentes às complexidades paleofisiográficas da área fonte e dos vetores de preenchimento da planície aluvial. As características desse quadro paleogeográfico serão desenvolvidas no item seguinte.

IV.6. Evolução paleogeográfica e controles alogênicos na sedimentação

O intervalo intermediário e de topo da Formação Tombador reconhecido nas seções descritas representa a recorrência de sistemas deposicionais fluviais, separados por dois eventos de modificação da paleogeografia que causam a instalação de uma sucessão de campo de dunas eólicas e, posteriormente, uma ingressão marinha.

Figura 28: Mapa geológico com paleocorrentes

A ocorrência local de depósitos de campo de dunas eólicas não necessariamente implica em modificações nos controles externos aos sistemas deposicionais, posto que a coexistência e interação entre planícies aluviais e campos de dunas eólicas é muito comum em ambientes desprovidos de vegetação (e.g. Mountney, 2006). Desta forma, o reconhecimento local de variações entre os dois ambientes pode dever-se à migração lateral dos cinturões de fácies por causas autogênicas (e.g. Bridge, 2003). No entanto, o estabelecimento e posterior desaparecimento de depósitos de campo de dunas eólicas na sucessão poderia levar a uma interpretação de elevação relativa do freático por controle alogênico (e.g. subsidência aumentada ou modificação climática), como postulado por Tisgaard & Oxnevad (1998). Por outro lado, a manutenção de altas taxas de geração de espaço implica em redução progressiva do aporte de areia para o sistema eólico, causando o estabelecimento de superfície de deflação (e.g. Mountney, 2006).

A associação flúvio-eólica é sucedida por sistema exclusivamente fluvial, composto basicamente por depósitos arenosos e conglomeráticos, depositados como carga de fundo, através da migração de formas de leito em fluxos trativos. Essa passagem, entre um sistema predominantemente eólico para um sistema fluvial, pode refletir mudanças nos controles alogênicos de sedimentação, como por exemplo uma evolução climática para um contexto mais úmido, o que acarretaria no aumento de vazão dos rios e o consequente domínio desse sistema na planície aluvial. Uma alternativa para explicar esse empilhamento estratigráfico seria através da progradação dos sistemas fluviais, organizados em sistemas distributários (como será discutido mais adiante), sobre o ambiente de Erg (e.g. Otero, 1991, Born, 2012) composto pela associação flúvio-eólica dominada por campos de dunas e sand flats eólicos.

Nas seções estudadas, essa associação fluvial, sobreposta aos depósitos eólicos e flúvio-eólicos, apresenta um padrão consistente de empilhamento granocrescente, com o aparecimento próximo ao topo de expressivos corpos conglomeráticos. O caráter granocrescente da sucessão fluvial é aqui interpretado como resposta a um incremento de declividade do substrato da bacia em resposta a um processo gradual de soerguimento tectônico. Os corpos conglomeráticos, quando passam para fácies com matações angulosos, representariam incisões fluviais que acarretaram na autofagia de depósitos eólicos previamente depositados.

As fácies dominantes dos sistemas fluviais, exibindo arquitetura tipo entrelaçado em lençol (sheet-braided), são associadas à sedimentação em rios cascalhosos e arenosos

rasos, com altas razões de largura-profundidade dos canais individuais, organizados em sistemas multi-canais ou entrelaçados. O domínio de séries de estratificação cruzadas de médio porte (poucos decímetros) bem como a baixa amplitude das macroformas, contidas em camadas tabulares a lenticulares pouco espessas (em torno de 1 metro de espessura), também são consideradas evidências de canais rasos dominando a sedimentação fluvial.

As divergências nos sentidos de transporte sedimentar, em ambos sistemas fluviais, inferior e superior, são aqui atribuídas a sedimentação em sistemas fluviais distributários, caracterizados por geometrias em planta em forma de leque a partir de um ponto nodal. Dessa forma, a avulsão dos cinturões de canais ocorreria num espectro de aproximadamente 180° possibilitando a existência de canais com orientações em sentidos opostos na mesma entidade geomórfica. Sistemas fluviais distributários são muito comuns em áreas subsidentes de bacias continentais recentes (e.g. Hartley et al., 2010, Weissmann et al., 2010).

Nesses sistemas, observa-se que além da divergência de paleocorrentes, causada pela avulsão dos canais na bacia deposicional, pode existir uma assimetria, com a preponderância de canais (mais numerosos e mais extensos) com sentido de transporte condicionado pela declividade regional da bacia deposicional. Situação semelhante é interpretada para a alta dispersão de paleocorrentes da Fm. Tombador, no entanto com vetores médios para SW. A declividade regional do substrato da bacia deposicional, sendo a direção predominante das paleocorrentes interpretada como reflexo do sentido predominante dos seguimentos fluviais mais desenvolvidos, pode ser uma explicação para tal assimetria do leque fluvial ou sistema fluvial distributário.

Após o evento de aumento de declividade com incisões fluviais localizadas descritos acima, ocorre uma reorganização da paleogeografia, associada à instalação de um sistema deposicional costeiro, concomitante com uma maior variabilidade lateral de ambientes deposicionais.

Um ambiente de sedimentação deltaica restrito, identificado apenas na seção do Rio Capivara, provavelmente se desenvolveu pela associação de dois fatores. As incisões fluviais, causadas como clímax de um processo de soerguimento tectônico gradual e aumento da declividade da bacia, teriam reestruturado a morfologia do substrato da bacia. O desenvolvimento de um sistema costeiro, sucedâneo à sedimentação continental da Formação Tombador, indica uma subida relativa do nível do mar. Na medida em que a linha de costa avançou sobre o continente, as irregularidades do substrato decorrente dos

processos prévios de aumento de declividade e incisão fluvial serviram como arcabouço para o desenvolvimento de corpos de águas restritos e/ou profundos, formando o ambiente deposicional no qual se sedimentou essa associação de fácies.

A associação costeira é essencialmente arenosa, sendo que sua composição se diferencia dos depósitos continentais por não ter conteúdo arcoseano. A fácies mais comum, os arenitos laminados com marcas onduladas simétricas ou quase simétricas, sugere que a dinâmica deposicional era dominada por processos de fluxo oscilatório ou combinado (e.g. Clifton, 2006). Fácies pelíticas são ausentes, indicando que processos característicos de planícies de maré nesse sistema não ocorreram ou eram subordinados, pois a dinâmica cíclica de períodos de enchente e vazante, separados por fases de decantação na estufa não estão registrados.

Na correlação entre as seções, balizadas pelo contato com as fácies pelíticas da Formação Caboclo, observa-se por meio da variação de espessura da associação costeira, que a linha de costa transgrediu sobre um paleovale, interpretado aqui como produto de incisão fluvial. Desde modo, o cenário paleogeográfico configurava-se como um mar epicontinental restrito, o que corrobora a ideia de uma ação de maré pouco expressiva, provavelmente decorrente de uma ligação restrita desse mar com o oceano aberto (e.g. Boyd et al., 2006).

Um sistema fluvial sobreposto aos depósitos costeiros (sistema fluvial superior) foi identificado nas seções mais a sul, nos rios Piçarras, Caldeirão, Funis e Roncador. De maneira geral, essa associação fluvial possui conteúdo de cascalho menor que o sistema fluvial inferior, porém se mantém como dominante fácies com estratificação cruzada acanalada e planar em camadas decimétricas a métricas, tabulares e contínuas. As variações de espessura aflorante também indicam a possível existência de um paleovale, escavando os depósitos costeiros.

Dessa forma, reajustes do nível de base com consequente incisão fluvial parecem ter sido bastante comuns durante o tempo de deposição da seção superior da Formação Tombador na área estudada.

V. VARIABILIDADE ARQUITETURAL DAS SUCESSÕES FLUVIAIS DA FORMAÇÃO TOMBADOR

V.1. Introdução

Nos depósitos da Formação Tombador foram identificados quatro tipos principais de estilos fluviais caracterizados por elementos arquiteturais distintos. São eles: barras conglomeráticas; barras arenosas de pequena amplitude; barras arenosas de grande amplitude; e sucessões com intercalação de planícies de inundação. Esses estilos são descritos a seguir.

V.2. Resultados

V.2.1. Barras fluviais conglomeráticas

As barras conglomeráticas ocorrem principalmente em dois intervalos estratigráficos da Formação Tombador; um basal que foi verificado apenas na seção do Rio Ribeirão, e outro na porção intermediária e de topo do sistema fluvial inferior (vide seções estratigráficas, item IV.4.). Foram selecionadas duas exposições com maior continuidade lateral para análise em fotomosaicos, sendo que ambos afloramentos estão localizados na porção basal da seção do Rio Ribeirão. Um terceiro afloramento, localizado na seção do Rio Cachorrinhos, embora sem continuidade lateral expressiva, exibe uma estrutura compatível a barras fluviais conglomeráticas.

As barras fluviais conglomeráticas são formadas por conglomerados compostos por seixos e calhaus arredondados e imbricados pelo eixo médio, com variadas proporções de arcabouço arenoso. São organizadas em camadas lenticulares com espessuras que variam de 1 a 5 metros, limitadas por superfícies irregulares. Além da imbricação dos clastos, observa-se estratificação persistente de baixo ângulo, com mergulhos para o lado oposto ao sentido de imbricamento. Essa estratificação pode ser localmente ressaltada por alteração, dando origem a níveis recessivos pouco espaçados quando associada a camadas mais espessas, maiores que 3 metros (**Figura 29**). Quando associadas a camadas lenticulares menos espessas, cerca de 1 ou 2 metros, essa estratificação adquire um caráter mais irregular e com ângulos de mergulho mais

acentuados (**Figura 30**).

Outra feição observável nas barras conglomeráticas (seção Rio Cachorrinhos, item IV.4) é caracterizada por estratos cruzados bem marcados, que tangenciam a base da camada, e possuem espessura em torno de 2 metros (**Figura 31**).

Interpretação

O amplo predomínio de conglomerados de seixos e calhaus imbricados pelo eixo médio revela transporte da fração grossa da carga de fundo por rolamento no momento imediatamente anterior à deposição. Assim, os conglomerados são interpretados como produto de correntes trativas, descartando-se a possibilidade de predomínio de fluxos de massa. Os estratos cruzados métricos são interpretados como frentes de avalanche de barras unitárias (sensu Bridge 2003). Barras conglomeráticas com frentes de avalanche desse porte (até cinco metros) indicam uma sedimentação em canais relativamente profundos para contextos de rios entrelaçados.

V.2.2. Barras fluviais arenosas de pequena amplitude

Para caracterizar esse elemento arquitetural foram analisados dois foto-mosaicos, em afloramentos no Rio Cumbucas, na região da cidade de Mucugê. Nessa área, o mergulho tectônico das camadas é muito suave (menor que 4 graus) e pode ser negligenciado na análise dos afloramentos. Essa sucessão fluvial se encontra diretamente sotoposta aos depósitos de arenitos costeiros, conforme caracterizados anteriormente. Não obstante, esse elemento é amplamente dominante nos depósitos fluviais da Formação Tombador.

As barras fluviais arenosas de pequena amplitude estão organizadas em sucessões com dezenas de metros de espessura compostas por camadas tabulares e lenticulares com cerca de um metro de espessura, separadas por superfícies planares e contínuas destacadas no afloramento (**Figura 32**). Essas superfícies, destacadas por erosão diferencial, geralmente estão associadas à maior frequência de cascalho concentrado na base das camadas. Algumas dessas superfícies destacadas são locais, sem continuidade lateral, estando desse modo associadas às quebras e alteração do afloramento, denotando que tais feições não possuem significado deposicional, o que pode por vezes confundir a

delimitação exata entre superfícies relacionadas à arquitetura dos depósitos com efeitos relacionados à compactação, litificação e alteração intempérica.

A estrutura interna dessas camadas é caracterizada por séries conjuntas de estratificação cruzada com os limites entre séries muitas vezes mergulhando aparentemente para o sentido oposto dos estratos cruzados (**Figuras 33 e 34**). As espessuras predominantes das estratificações cruzadas são de poucos decímetros (20 a 40 cm). Esses conjuntos de séries podem passar lateralmente para estratificações cruzadas mais espessas (cerca de 1 metro), que possuem variações de granulometria nos estratos cruzados.

No mosaico da Cachoeira das Andorinhas (**Figura 35**), uma superfície erosiva escavada separa duas sucessões de camadas. Localmente ocorrem delgadas sucessões (decimétricas) com predomínio de arenitos com laminação cruzada cavalgante e arenitos com estratificação plano-paralela. Estas estão posicionadas em níveis específicos, marcando o topo de conjuntos de camadas do elemento de barras de pequena amplitude e parcialmente preservadas sob superfícies erosivas irregulares.

Interpretação

Como já observado por outros autores, e elencado como característica definidora do estilo fluvial entrelaçado em lençol (Cotter, 1978; Long, 2004, 2011; Davies & Gibling, 2012), a relativa pouca complexidade de estruturação interna das camadas areníticas acarreta na inexistência ou não observância de superfícies de terceira ordem, relacionada a superfícies de acréscimo de barras. Entretanto, a análise das paleocorrentes e dos limites entre séries revela orientações ortogonais entre si (**Figura 33**), e paralelas (**Figura 35**), indicando a existência de barras de pequena amplitude com uma dinâmica de crescimento por acréscimo lateral para o primeiro caso, e por acréscimo a jusante no segundo. No contexto dos depósitos estudados é provável que se tratam de barras intracanal em sistemas de canais entrelaçados.

A associação de arenitos com laminação cruzada cavalgante e laminação plano-paralela é interpretada como depósitos de águas rasas, com alternância entre fluxos rasos com alto número de Froude (leito plano) e fluxo lento em desaceleração (arenitos com laminação cruzada). Esses ambientes localmente rasos marcam provavelmente topos de barras, encontrando-se parcialmente preservados sob escavações de canais mais jovens.

Figura 29: Foto-mosaico de camada de conglomerado com seixos arredondados, imbricados, estratificação de baixo ângulo, mergulhando no sentido oposto da paleocorrente. Rio Ribeirão. Orientação do afloramento E-W.

Figura 30: Foto-mosaico de conglomerado de seixos arredondados com superfícies inclinadas de acréscimo a montante (para E), mergulhando no sentido oposto a imbricação dos seixos (para W). Rio Ribeirão, orientação E-W.

Figura 31: Estratificações cruzadas de grande porte em barras conglomeráticas. Rio Cachorrinhos.

Figura 32: Foto-mosaico com vista geral do afloramento próximo a cachoeira do Tiburtino. Notar o padrão de camadas tabulares a lenticulares, com alta razão extensão/espessura, característica do estilo entrelaçado em lençol (sheet-braided). A estrutura interna da camada basal dessa sucessão, é mostrada nas figuras 33 e 34, a seguir. Orientação do corte NW-SE.

Paleocorrentes

Limites de séries

Figura 33: Detalhe da estruturação interna da camada basal da figura 31, camada com conjunto de séries compostas de estratificação cruzada. Abaixo rosáceas com medidas de paleocorrentes e limites de série. Continua na Figura 34.

Figura 34: Continuação da figura 33, detalhamento da estruturação interna da camada basal da Figura 32. Séries compostas de estratificação cruzada predominantemente tabular, de médio porte, séries com espessuras de 20 a 50 cm.

Figura 35: Foto-mosaico, corte próximo à cachoeira das Andorinhas, no rio Rio Cumbucas.

V.2.3. Barras fluviais arenosas de grande amplitude

De ocorrência localizada em relação às barras de pequena amplitude, outro elemento dominado por arenitos com estratificação cruzada é encontrado na Formação Tombador, principalmente na sucessão inferior, caracterizado por arenitos finos a médios, raramente grossos, sem seixos e com grânulos raros. Estes arenitos estão organizados em séries com limites inclinados de alguns graus a mais de 15°, compondo conjuntos de séries com 2 a 5 metros de espessura, separados por superfícies planas no topo e frequentemente preenchendo estruturas canalizadas com poucas dezenas de metros de largura (**Figura 36**). Esses canais preenchidos formam conjuntos amalgamados, estando diretamente sobrepostos ou separados por elementos de barras de pequena amplitude ou planícies de inundação (**Figura 37**). Passagens laterais entre esses elementos podem também ser observadas em exposições de grandes dimensões.

Interpretação

O predomínio de fácies interpretadas como migração de formas de leito em correntes trativas e a posição desse elemento como preenchimento de estruturas canalizadas sugere uma origem em correntes confinadas a canais. Conjuntos de séries de estratos cruzados com limites de série inclinados indicam o preenchimento desses canais por barras unitárias de até 5 m de altura, implicando em canais mais profundos que aqueles sugeridos pelos elementos de barras de baixa amplitude. Interpreta-se, de forma geral, que este elemento está relacionado a canais mais profundos e mais estreitos que aqueles das barras de pequena amplitude. Discussões sobre a posição paleogeográfica e os controles sobre estes canais são apresentadas sob a forma de artigo científico no item VI.

Figura 36: Canais amalgamados preenchidos por estratos cruzados compostos e superfícies deposicionais inclinadas. Paredão da Serra dos Brejões, vista do Morro do Pai Inácio.

Figura 37: Variação lateral entre elementos arquiteturais fluviais. (1) Canais com cerca de 5 m de profundidade preenchidos por barras compostas (2) Corpos de arenito tabulares (geometria "em lençol") em áreas mais rasas laterais aos canais principais (3) Depósitos de planícies de inundação com aproximadamente 10% de pelitos. Paredão da Serra dos Brejões, vista do Morro do Pai Inácio (BA).

V.2.4. Planícies de inundação fluvial

Sucessões dominadas por arenitos finos a médios com estratificação e laminação cruzada, com intervalos grossos e camadas decimétricas de siltitos e siltitos arenosos heterolíticos compõem um elemento arquitetural de ocorrência restrita, porém encontrado em mais de um nível estratigráfico da Formação Tombador. Nessa tese foram identificados dois níveis estratigráficos principais com a ocorrência desse elemento. Na porção basal da unidade, na região do Morro do Pai Inácio (**Figura 38**), e na porção de topo do sistema fluvial inferior, nas seções dos rios Ribeirão (**Figura 39**) e Cachorrinhos.

Os arenitos apresentam predominantemente estratificação cruzada acanalada e tabular organizadas preferencialmente em camadas tabulares, pouco espessas e contínuas por dezenas a centenas de metros (**Figura 38**), embora feições lenticulares possam ser encontradas (**Figura 39**). Fácies de arenitos com laminação cruzada cavalgante e laminação plano-paralela de forma restrita. Preservação de formas de leito é relativamente frequente, principalmente ondulações centimétricas assimétricas e localmente simétricas em cúspide, mas também raras dunas decimétricas a métricas. A preservação se dá por recobrimento por siltitos e arenitos muito finos siltosos, que ocorrem em camadas tabulares pouco espessas (poucos centímetros até pouco mais de um metro de espessura) e extensas por dezenas de metros, com característica coloração vermelho-arroxeadada, que apresentam laminação cruzada de baixo ângulo, laminação plano-paralela e camadas maciças subordinadas. Gretas de contração e marcas de pingos de chuva são abundantes em alguns níveis.

Interpretação

A presença de depósitos atribuídos a decantação de carga de suspensão (siltitos e arenitos siltosos) intercaladas a depósitos de correntes trativas unidirecionais (arenitos com estratificação cruzada e laminação cruzada) sugerem alternância entre eventos de corrente e episódios de estagnação. A preservação de formas de leitos indica interrupção abrupta da corrente e a presença de ondulações cúspides simétricas sugere retrabalhamento eventual por fluxo oscilatório em águas rasas. A abundância de estruturas interpretadas como evidência de exposição subaérea (marcas de pingos de chuva e gretas de contração) indica episódios de drenagem completa e ou evaporação dos corpos de água

estagnada. O conjunto dessas interpretações sugere um ambiente semelhante às planícies fluviais de inundação modernas, com fluxo efêmero durante as enchentes seguido por decantação e exposição subaérea. A interpretação desses depósitos como relacionados a ambiente estuarino (e.g. Magalhães et al., 2014) baseou-se na caracterização de ação de marés em fácies de arenitos com estratificação cruzada, aqui contestada (ver item V.4).

V.3. Síntese do sistema deposicional

Os elementos acima descritos compõem um sistema fluvial em que predominam canais amplos e rasos com migração interna de barras arenosas de pequena amplitude, com intercorrências de depósitos fluviais conglomeráticos junto à borda leste da bacia (onde estão expostos apenas nos níveis estratigráficos superiores da unidade). As barras conglomeráticas aparentemente associavam-se a canais mais profundos que a associação dominante de barras de baixa amplitude, como esperado em decorrência da maior estabilidade de bancos conglomeráticos em relação aos arenosos.

Uma associação dominada por barras de grande amplitude e intercalações de depósitos de planície de inundação pode ser interpretada como depósitos de porções de menor declividade do sistema fluvial, nas quais a granulação da carga de fundo é menor (predomínio de areia fina a média) e cascalho é muito raro.

Interpretações anteriores desses depósitos de barras de grande amplitude como sistemas estuarinos (e.g. Bállico, 2012; Magalhães et al., 2014) são discutidas no item V.4. A aplicação de modelo semelhante ao de Born (2012), de um sistema distributário (e.g. Hartley et al., 2010) do tipo leque terminal (Kelly & Olsen, 1993), para os depósitos aqui descritos contraria o fato de o sistema canalizado mais distal estar relacionado a barras mais profundas, o que não é esperado no caso de diminuição da vazão em canais individuais em leques terminais. Entretanto, semelhanças com este modelo de fato existem, principalmente no que se refere à caracterização de maior proporção de planícies de inundação preservadas nas porções distais. A escassez de dados de paleocorrentes nos depósitos de planície de inundação, entretanto, dificulta a distinção entre áreas adjacentes aos canais e áreas de enchentes distais terminais (e.g. North & Davidson, 2012), aqui genericamente designadas como planícies de inundação.

NE

SW

- Depósitos de canal
- Depósitos de planície de inundação adjacentes ao canal (channel wings)
- Depósitos de planície de inundação
- Limite de camadas, superfícies de 3a ordem ou superiores
- Limites entre séries
- Superfícies deposicionais

Figura 38: Foto-mosaico da associação fluvial com intercalação de planície de inundação. Morro do Pai Inácio.

Figura 39: Foto-mosaico da associação fluvial com intercalação de planície de inundação. Rio Ribeirão.

V.4. Discussão

A análise da arquitetura fluvial de exposições da Formação Tombador revela dois estilos de cinturão de canais: um caracterizado por preenchimento de escavações canalizadas por barras compostas de até cinco metros de altura, dando origem a estratos compostos (com limites de séries inclinados) com ângulos de 5° a 10°, e outro por coalescência lateral de barras unitárias de até dois metros de altura e limites de série inclinados de baixo ângulo, resultando em camadas delgadas e lateralmente contínuas. Fácies relacionáveis a regime de fluxo superior (arenitos finos com estratificação plano-paralela) são localmente reconhecidos em ambas associações, ainda que raros. Esses dois estilos refletem diferentes razões de largura e profundidade dos cinturões de canais, como demonstrado pela arquitetura de seus elementos de barras, sendo que as camadas lateralmente contínuas (sheet braided) representam águas mais rasas, e não apenas erosão por superfícies planas resultantes de altas taxas de migração lateral (Long, 1978, 2011; Fuller, 1984).

Magalhães et al. (2014) distinguiram dois ambientes nesse tipo de sucessão, um relacionado a canais fluviais amplos e rasos, com superfícies de incremento de barras durante as enchentes, e outro em contexto de enchentes em lençol distais. A hipótese de uma origem em enchentes em lençol para parte dessa sucessão de camadas mais delgadas é baseada nas geometrias tabulares, no caráter granodecrescente dos depósitos e na presença de fácies de arenitos com estratificação plano-paralela ou cruzada de baixo ângulo, com a aceitação implícita de uma relação direta entre regime de fluxo superior e enchentes episódicas pobremente canalizadas em rios efêmeros.

Essa linha de argumentação foi discutida em profundidade por North & Davidson (2011), que sugerem não apenas a revisão dos conceitos sobre fluxo desconfinado, como o abandono do termo “sheet flood”, com base na pobre definição do mesmo e na ambiguidade na interpretação aplicada em trabalhos clássicos. No caso da Formação Tombador, as raras sucessões contendo fácies interpretadas como formadas em regime de fluxo superior estão claramente relacionadas vertical e lateralmente a elementos de barras fluviais arenosas, não descritos em trabalhos anteriores porém amplamente dominantes em toda a unidade.

Dessa forma, as sucessões consideradas por Magalhães et al. (2014) como representativas de enchentes em lençol são aqui reinterpretadas como depósitos de

ambientes locais nos topos de barras unitárias ou compostas e sobre os bancos marginais aos cinturões de canais. Neste último contexto, observações das relações laterais entre os depósitos de barras de grande amplitude dentro de canais, depósitos de barras de baixa amplitude em corpos tabulares e depósitos de planícies de inundação arenosas revelam transição rápida (ao longo de centenas de metros) do cinturão de canais para as planícies de inundação, com preservação de sucessão de arenitos tabulares entre os dois, que representam bancos marginais rasos e resultam em depósitos muito semelhantes aos da sucessão de canais largos e rasos. Essa observação revê a suposição de Magalhães et al. (2014) sobre uma gradação longitudinal e em escala de bacia entre esses ambientes.

Deve-se ressaltar que a classificação de dois estilos de canais na unidade não exclui a presença de termos intermediários, tendo sido localmente reconhecidas feições canalizadas, preenchidas por mais de uma série tabular de cosets inclinados de baixa amplitude (depósitos de barras unitárias).

A interpretação de planícies e barras de marés (Castro 2004; Magalhães et al., 2014) não pôde ser confirmada no presente trabalho. As sucessões consideradas como depósitos de planícies de marés são indistinguíveis daquelas aqui interpretadas como planícies de inundação fluvial, e das consideradas como planícies de inundação fluvial também por Magalhães et al. (2014). A distinção entre os depósitos considerados pelos autores (Castro 2004; Magalhães et al., 2014) como planícies de inundação fluvial arenosas e os interpretados como planícies arenosas de marés parece residir apenas no caráter localmente bimodal das paleocorrentes de microformas, que porém não caracterizam o conjunto dos dados apresentados, mostrando moda bem definida para nordeste em uma seção métrica ilustrada como típica pelos autores. Considerando a paleocorrente média para norte da sucessão fluvial e a grande variação na direção de fluxo local em planícies de inundação e sua variação ao longo de um ciclo de enchente (e.g. Bridge 2003), reinterpretamos todas essas sucessões como planícies de inundação fluvial.

Da mesma forma, as evidências utilizadas para a caracterização de influência de marés na sucessão fluvial, e de presença de canais e barras de marés, consistem basicamente na suposta bimodalidade de paleocorrentes, não confirmada pela análise global dos dados, e na interpretação de estratos cruzados planares tangenciais na base como “tidal bundles”. Observação detalhada das mesmas exposições revela, entretanto, que os planos destacados interpretados como decantação de finos consistem

predominantemente em níveis de minerais pesados. De fato, mesmo nos casos em que a deposição de películas de sedimentos finos não é descartada, uma origem sem a influência de marés é possível, dado o reconhecimento de depósitos de decantação de finos nos foresets de formas de leito fluviais com migração de formas parasitas em estudos de campo e em laboratórios (Reesink & Bridge, 2007; 2009; 2011).

Em nenhum dos casos da Formação Tombador foi identificada ciclicidade nas espessuras dos estratos frontais como diagnóstico claro de influência de marés e de verdadeiros tidal bundles. É observável em afloramento, que as supostas tidal bundles estão associadas e passam lateralmente, na mesma camada, para cosets de estratificação cruzada acanalada, sem as variações de cores (relacionadas a presença de minerais pesados), o que levou a interpretação dos autores supracitados dessas feições como foresets drapeados de lama.

A geometria tabular e contínua dos depósitos fluviais, característica que define o estilo fluvial entrelaçado em lençol (sheet braided), tido como o estilo dominante dos sistemas pré-vegetação (Cotter, 1978; Davies & Gibling, 2010), é de fato comum nas sucessões estudadas da Formação Tombador. Entretanto, a variabilidade observada, com os membros extremos de canais profundos e canais rasos, com gradações de termos intermediários, apontam para um cenário mais complexo, com considerável variabilidade de estilos, conforme proposto por Long (2011). Outros controles alogênicos, determinados pelo contexto climático e tectônico, como regime de vazão, aporte sedimentar, declividade da bacia, devem ser mais determinantes. A possível locação dos sistemas fluviais na paleogeografia da bacia também deve ser considerada para o entendimento dos condicionantes da arquitetura deposicional.

VI. ARTIGO ANEXO "EM BUSCA DOS ANCESTRAIS DOS RIOS MEANDRANTES: MODELOS E EXEMPLOS"

VI.1. Introdução

Modelos teóricos sobre a relação entre as taxas de geração de espaço de acomodação e o aporte sedimentar como controles na arquitetura e padrões de empilhamento de sucessões siliciclásticas têm dominado a interpretação de sequências deposicionais marinhas e transicionais desde o fim do anos de 1970 (e.g. Vail et al., 1977; Van Wagoner et al., 1988; Catuneanu, 2006). Entretanto, sua aplicação a sucessões fluviais traz grandes desafios, já que alguns aspectos centrais dos modelos não são diretamente aplicáveis a sucessões formadas a grandes distâncias da costa. Assim, o reconhecimento de superfícies erosivas de grande abrangência como principais limites entre sucessões geneticamente relacionadas (sequências deposicionais) e a interpretação de respostas imediatas de variações eustáticas cíclicas nos padrões de empilhamento e na posição da linha de costa, não são de fácil aplicação no estudo de sucessões dominadas por depósitos fluviais (e.g. Catuneanu, 2006).

Além da limitação dos efeitos eustáticos a distâncias maiores que alguns poucos quilômetros da costa (Catuneanu, 2006), o próprio conceito de nível de base em sistemas fluviais, relacionado ao perfil de equilíbrio fluvial (e.g. Mackin, 1948), implica na interferência de fatores autogênicos na arquitetura deposicional. Apesar da adaptação simplificada do modelo da estratigrafia de sequências controlando basicamente a posição vertical do perfil de equilíbrio (e.g. Quirk, 1996), aspectos dinâmicos são enfatizados em modelos numéricos baseados na aproximação do perfil de equilíbrio pela equação de difusão (e.g. Paola et al., 1992), tendo como principal implicação o reconhecimento de tempos não desprezíveis de resposta do sistema fluvial a alterações nas condições externas. Assim, os padrões de empilhamento de sistemas fluviais de fato não correspondem às relações entre espaço e aporte em um dado momento da evolução da bacia, dependendo fortemente da evolução desses controles no tempo. Essa característica é amplificada em sistemas fluviais de grandes proporções, com perfis de equilíbrio mais longos (e.g. Paola et al., 1992).

Apesar dessas considerações, modelos de evolução do preenchimento de bacias aluviais geralmente consideram a possibilidade de reconhecimento de padrões

arquiteturais específicos em diferentes contextos de relação aporte-espço. Assim, Wright & Marriott (1993) e Shanley & McCabe (1994) propuseram modelos nos quais baixas razões espço/aporte causariam a deposição de sucessões com predomínio de fácies de canais amalgamados, com alta conectividade de reservatórios, enquanto sucessões geradas em contextos de baixa razão espço/aporte seriam caracterizadas por menor conectividade de canais e maior preservação de planícies de inundação. Modelo semelhante serve de fundamento para os conceitos de tratos de alta e baixa acomodação (e.g. Catuneanu, 2006).

Planícies aluviais costeiras, por sua vez, sofrem alterações controladas também pela eustasia, sendo, nesse caso, útil o reconhecimento de superfícies e tratos de sistemas deposicionais conforme a nomenclatura convencional da Estratigrafia de Sequências (e.g. Catuneanu et al., 2008). Nesse contexto, a intercalação com depósitos costeiros permite a caracterização de superfícies transgressivas (ou de máxima regressão) limites de sequências deposicionais, servindo como importantes marcos estratigráficos na bacia. Por outro lado, em sucessões em que não há intercalação de depósitos costeiros, o reconhecimento de limites de sequências torna-se ambíguo, dada a abundância de superfícies erosivas de base de canal em qualquer sucessão fluvial, e interpretações sobre tratos de sistemas podem ser realizadas apenas com base nos padrões de empilhamento, com grandes dificuldades na determinação dos reais controles externos.

No caso particular de sistemas siliciclásticos pré-vegetação, a principal questão relacionada aos conceitos discutidos acima é a da forma do perfil de equilíbrio fluvial. A correlação, estabelecida para sistemas modernos, entre grandes razões largura/profundidade e trechos de alta declividade (e.g. Paola et al., 1992) implica em perfis de equilíbrio particulares para as sucessões pré-vegetação em que predominam depósitos do tipo “sheet-braided”. Como as geometrias preservadas nesses depósitos sugerem razões largura/profundidade de canais ainda maiores que a de rios entrelaçados modernos e como tais geometrias são amplamente dominantes, provavelmente os perfis de equilíbrio contassem com longos trechos com altas declividades. Uma implicação direta dessa ideia é a maior retenção de sedimentos grossos e de areia nas proções proximais das bacias. Modelos e implicações dessas considerações são discutidas abaixo.

VI.2. Searching for meandering rivers ancestors: models and examples

Modern alluvial plains, differently from their Pre-Silurian counterparts, are characterized by the conspicuous presence of meandering rivers in low slope gradient areas, constituting efficient transport systems that maintain high bottom shear stresses in deep channels, which are made possible by bank-stabilizing vegetation. Here we show, through numerical modeling and field-based description of excellent exposures, that pre-vegetation rivers from low gradient areas were markedly different from both younger meandering rivers and from the common pre-vegetation “sheet-braided” rivers, showing deeper braided channels and greater floodplain preservation than the latter. These systems were less frequent and had lower transport efficiency than the modern meandering rivers, implying in differences in the global-scale earth-surface dynamics, from silicate minerals weathering in floodplains to the grain size distribution in all clastic depositional systems.

Fluvial depositional systems are affected by changes in basin-scale external controls, such as average sediment supply, runoff coefficients and fine-grained products of weathering availability, as well as controls exerted directly on the depositional environment, among which banks stabilization and floodplain colonization are possibly the most important. Thus, it is expected that land plants first appearance and subsequent evolution has had a major impact on terrestrial sedimentary systems^{1,2}, promoting changes that affected the production-transport-deposition sedimentary systems as a whole. Extensive compilation of published data indicate that meandering rivers were almost absent before the Silurian^{3,4}, mostly due to enhanced bank mobility in comparison with that of vegetated environments, and it is accepted that even braided rivers were wider and shallower than their modern counterparts²⁻⁶ (“sheet-braided style”). Still unanswered questions brought by this hypothesis are whether there were, in pre-vegetation times, particular styles of fluvial channels in low slope gradient areas and what are the regional to global-scale implications of these possible non-actualistic systems.

Diffusion-based numerical modeling results compared to selected fluvial succession of Mesoproterozoic age (Tombador Formation, Northeastern Brazil) suggests that the most common fluvial style in that context was one of braided rivers which differed from the sheet-braided rivers from higher slope settings in showing deeper channels and considerable sand-rich floodplain deposition. Mud-rich fluvial systems with

mud-stabilized banks are expected further downstream, which would enable restricted meandering channels.

This scenario reveals a reduced bed-load transport efficiency in pre-vegetation fluvial systems, and the consequent reduced sand and coarser-grained sediments delivery to coastal and marine environments, with major implications for source-to-sink ancient systems.

VI.2.1. Methods

Facies associations description and interpretation were performed on selected large-scale exposures of the Tombador Formation (Mesoproterozoic, Northeastern Brazil, **Fig. 1**), based on detailed stratigraphic log sections measurement, architectural analysis with the aid of photomosaics, and systematic palaeocurrent indicators measurement.

Modeling based on the diffusion equation approximation^{7,8} (1) was performed to reconstruct the pre-vegetation fluvial systems expected characteristics. Of all possible differences between modern and pre-vegetation fluvial systems, two aspects can be considered to be the most important in determining differences in fluvial architecture: (i) bank stabilization by vegetation and consequent formation of meandering channels on low slope gradient areas; and (ii) fine-grained particles retention by vegetation in floodplain areas.

$$\text{Eq 1: } dh/dt = d/dx(v*dh/dx) + F*(1-dh/dx)$$

where:

h= sediment surface altitude

t= time

x= position in the longitudinal basin section

v= diffusion coefficient

F= maximum rate of deposition in floodplains per unit basin width

The consequences of bank stabilization by vegetation has been modeled through the imposition of a change in the diffusion coefficient where a determined slope value occurs^{7,8}, accounting for a change in the ability of the system to regulate the bottom shear

stress through channel widening and narrowing (respectively by erosion and deposition) in response to progressive changes in slope. In this way, the absence of vegetation, and the consequent absence of meandering channels, can be modeled by keeping all other variables constant and not introducing a different (greater) diffusion coefficient for the fluvial profile lower reaches (**Fig. 2**). Fine-grained particle retention by vegetation in the floodplains can be modeled considering an additional component in the deposition rate equation. This additional component accounts for floodplain deposition rate per basin unit width, which can be considered as a function of local slope gradient. If we approximate deposition in floodplain areas to the deposition of washload fine-grained particles from waters flowing slowly enough to enable settling, and considering that the washload has the same suspended sediment concentration of at all water depths, it is expected to have greater volumes of deposited sediment at lower slope gradients, where greater slowly flowing water depths are possible.

Therefore, the enhanced fine-grained deposition on floodplains after the colonization by land plants (due to diminished water velocity and trapping and binding of sediment) can be modeled considering a higher deposition rate than in pre-vegetation floodplain environments. This approach is also useful in the comparison of mud content values in the resulting deposits, assuming floodplain deposition as mostly mud.

Thus, considering equation (1), pre-vegetation fluvial systems would have smaller values of the constant F (maximum rate of floodplain deposition) and a single diffusion constant (v) for the whole fluvial system extension. On the other hand, modern systems (as well as ancient, post-Silurian systems) can be modeled by a higher value of F and two different diffusion constants, accounting respectively for the upstream braided reaches of the system, and the downstream meandering part.

VI.2.2. Model results

For the same values of water discharge, sediment flux, basin width, floodplain width, basin length and constant homogeneous subsidence, and considering the same maximum floodplain depositional rate, the main modeled differences between pre-vegetation and post-vegetation fluvial systems are the following:

Figure 1 - Geological setting of the Tombador Formation. a, Bahia State with Espinhaço Range highlighted (Espinhaço Supergroup). b, Geological sketch of the Tombador Formation. c, Google Earth image, with the location of the studied outcrops (BR 242 - federal road).

Figure 2 | Model results (longitudinal river profiles) for three different scenarios. a, Modern system with a change in diffusion coefficient at slope of 0.007910, accounting for meandering channels on lower slopes. b, Pre-vegetation system with the same diffusion coefficient at all slope gradients, note higher proportion of high slope gradient deposits. c, Pre-vegetation system with imposed reduction on maximum rate of floodplain deposition, note the great reduction in the proportion of deposits with low slope gradient. Longitudinal distance=40 km, Diffusion Coefficient for braided case=0.105878, Diffusion Coefficient for meandering case=0.24489. Maximum rate of floodplain deposition: two first models = 0.02 m per step, third model = 0.01 m per step. Total of 700 steps per run.

Figure 3 | Model outputs showing the proportion of fine grained deposits. Same parameters as Fig. 2. a, Modern system - 50.12 % of the deposits are deposited at slopes less than 0.007910. b, Pre-vegetation system - 32.44% of the deposits are deposited at slopes less than 0.007910. c, Pre-vegetation system with half the maximum deposition on floodplains - 26.06% of the deposits are deposited at slopes less than 0.007910. If coarse-grained sediments are restricted to a fixed proximal portion of the total deposits, the coarse-grained front is further from the low slope gradient deposits in the two last scenarios.

1- The proportion of preserved deposits formed at higher slope gradient conditions is greatly augmented in the pre-vegetation model.

2- Deposits with high content in floodplain fines are less abundant in the pre-vegetation model.

Additionally, the bed-load fraction is expected to be finer-grained in deposits formed under moderate and low slope gradients in the pre-vegetation model, since a greater proportion of the total sediment is deposited at higher slope reaches than in the vegetated systems case, therefore leading to a larger proportion of the coarser particles in proximal areas.

Considering that higher slope gradients are associated with broader and shallower channels, the predicted greater proportion of deposits formed under higher slope gradient can be regarded as one of the causes of the prevalence of the “sheet-braided” style in pre-vegetation fluvial deposits. Examples of these differences are shown in **Fig. 2**, considering two scenarios, one with the same maximum deposition rate in floodplains (variable F) for the pre-vegetation and the vegetated models and another with F halved for the pre-vegetation model. In the latter, all differences between the two cases are markedly enhanced.

According to our models and theoretical considerations, the predicted characteristics of a pre-vegetation fluvial system with slope gradient equivalent to a modern meandering river are:

1- Deeper channels than in the upstream reaches of the same system, resulting in larger bedforms⁷.

2- A marked downstream reduction in bed-load grain-size, which is more pronounced than in an equivalent modern system, resulting in finer-grained deposits than in the upstream reaches of the same system.

3- Low slope gradient reaches are shorter, and therefore pre-vegetation low-slope gradient fluvial systems deposits are less frequent than in their post-Silurian equivalents.

The proportion of floodplain deposits in the lowermost reaches of the system are strongly dependent on the adopted maximum rate of floodplain deposition (F). If the same rate is applied for both the pre-vegetation and the modern cases, deposits containing

more than 90% of fines is actually more abundant (almost double) in the pre-vegetation model than in the modern one, mostly due to the lower reaches of the system becoming starved in bed-load as deposition in higher slope reaches is increased (**Fig. 3**).

These lowermost pre-vegetation systems reaches (and only these) may show meandering channels due to bank stabilization by mud deposition. Similar deposits have been described elsewhere⁹.

VI.2.3. Examples from the Tombador Formation

The Tombador Formation is the lowermost unit of the Chapada Diamantina Group (Espinhaço Supergroup), of Mesoproterozoic age^{10,11}. It was deposited in an intracratonic basin on the São Francisco Craton, before its collage with the other plates that composed the Gondwana Continent during the Neoproterozoic. The unit is composed of sandstone and minor conglomerate, and is characterized by its regional occurrence and great lateral facies continuity. As predicted in the model, cross-bedded coarse sandstone, often with sparse pebbles and pebble-rich lags, are dominant in the Tombador Formation, organized in decimeters to few meters thick beds that are laterally continuous for tens to hundreds of meters and stacked in hundred meters thick successions with little internal variability. These deposits could be described as representing the classical Precambrian fluvial architecture “sheet-braided style”.

Successions exposed near the eastern basin border show cross-bedded conglomerate lenses with imbricated rounded quartzite clasts. The implied increase in transport energy (bottom shear stress) towards the most proximal deposits is also predicted in the model. Additionally, some successions found near the Tombador Formation base match the lower slope gradient pre-vegetation deposits predicted characteristics, showing a combination of smaller maximum grain-size and larger cross-bed sets than most of the succession. These characteristics indicate deposition downstream of the pebble front and inside deeper channels, suggestive of distal low slope gradient alluvial plain reaches, since channel narrowing and deepening is expected as a result of decrease in slope gradient.

The facies associations found in these deposits and their sedimentological interpretation are detailed elsewhere, as well as their basin-scale distribution and vertical and lateral transitions. The lateral correlation among these facies associations indicate

their origin in spatially related depositional environments. The lateral and vertical passage from tabular and laterally continuous cross-bedded sandstone bearing conglomerate lenses at the eastern basin border into similar successions devoid of conglomerate can be related to a gradual decrease in slope gradient, as predicted in the model. Relatively rare successions bearing finer sandstone with meter-scale compound cross-strata preserved inside up to 5 m deep channel forms imply in few meters deep channels, indicative of dynamic adjustment to compensate for further reduced slope gradients. The intercalation of these channel forms with fine-grained beds indicative of minor floodplain deposition (**Fig. 4**) corroborates the interpretation of reduced slope gradient and characterizes a fluvial style that markedly differs from the classical “sheet braided” model. The architecture channel-filling bar deposits indicates downstream, lateral and upstream accretion of up to four meters high bars (**Fig. 5**). Up to one meter thick sandstone beds with compound cross-stratification and abundant plane beds are locally found in the transition between the channel forms and the interpreted floodplains (**Fig. 6**). This transition suggests a localized environment that bordered the main active channels, representing shallow flow during floods. This environment resulted in deposits similar the main high-slope tabular sandstone beds and similar deposits have been described for a Neoproterozoic succession¹². In essence, the Tombador Formation fluvial deposits characteristics are in accordance with the numerical modeling and the theoretical considerations. Most of the succession is characterized by very wide and shallow channels, implying in a greater proportion of preserved high-slope river deposits than in modern systems, coupled with inefficient bank stabilization. On the other hand, successions bearing floodplains also present deeper channel deposits, suggesting the local preservation of low slope gradient river deposits. The recognized low slope gradient system, which preceded the Phanerozoic meander rivers, is characterized by several active braid bars that coalesced laterally inside hundreds of meters wide channels, and distinguishable from the dominant “sheet braided” deposits for the presence of channel forms, the thicker (several meters) compound cross-beds and the intercalation with floodplain deposits. The transition between the channels and the floodplains is characterized by an area of shallow rapid flow that resulted in the deposition of low relief banks that thinned towards the floodplains.

Figure 4 | Architecture of Facies Association 3. The example shows interbedded purple mudstones and small-scale cross-stratified sandstones. Note preservation of subaqueous dune bedform some 40 cm above the scale. Pai Inácio hill, near Lençóis (BA). Scale is 19.0 cm long and 12.5 cm high.

Figure 5 | Architecture of Facies Association 1. This example shows stacked channels filled with compound cross-bed sets, as seen in the Brejões Hill, near Lençóis (BA).

Figure 6 | Lateral relationships among the facies associations. The lateral relation among the three facies associations is illustrated by the western flank of the Brejões Hill, near Lençóis (BA). (1) Up to 5 m deep channel forms filled by sandstone in compound bars. (2) Tabular ("sheet-like") sand bodies in shallow areas lateral to the main channels. (3) Floodplain deposits with approximately 10% of fines.

VI.2.4. Discussion and conclusions

Numerical modeling based on the diffusion approximation of fluvial profiles indicate that fluvial low slope gradient reaches, where meandering channels are predominant in modern systems, were characterized by non-actualistic fluvial styles before the colonization of alluvial plains by land vegetation. In reaches with small proportion of floodplain fines, the dominant fluvial style was characterized by braided systems with markedly deeper channels than those in the upstream reaches in the same system (which on their turn showed higher slope gradients and therefore shallower channels than modern systems). These deeper channels were filled by markedly finer-grained bed-load than that of the upstream reaches, and inside them larger bedforms and bars could develop.

Further downstream, very restricted reaches with a high proportion of floodplain fines possibly presented meandering channels due to bank stabilization by mud. Successions characterized by fining upward cycles and abundant reworked mud within the channel fill have been described elsewhere¹¹, and may represent this style. Considering both predicted styles for low-gradient pre-vegetation rivers, the total proportion of floodplains was much lower than in modern systems. This has implications beyond the fluvial realm, considering the importance of silicate minerals weathering in floodplains for the global geochemical cycles¹³. Low slope gradient braided system deposits similar to those predicted in the model are found in the Tombador Formation (Middle Proterozoic, Northeastern Brazil). These are characterized by channel forms filled by up to 5 meters thick fluvial bars, tabular sandstones lateral to the channels and pinching out towards sandy floodplain deposits (**Fig. 06**). The channel belt association is markedly different from the dominant sheet-braided deposits from higher slope gradients, showing finer-grained sands, thicker cross-sets and abundant compound cross-strata dipping at moderate angles. The interpreted fluvial channel belt successions grade laterally into tabular cross-stratified sandstones and finally into sand-mud tabular deposits with evidence of occasional subaerial exposure. The latter are interpreted as preserved floodplain deposits, and account for the up to 30% of floodplain fines predicted in the model. Numerical modeling integrated to selected large-scale exposures description reveals that both the pre-vegetation fluvial styles variability documented in the literature¹⁴, and the common assumption of dominance of shallow, greatly mobile

channels resulting in “sheet-braided” successions²⁻⁶ arise from the substantial increase in the proportion of high slope gradient deposits in the absence of vegetation. This difference in the typical fluvial longitudinal profile, combined with the presence of braided rivers in areas characterized by deeper meandering channels in modern settings, imply in a greatly reduced bed-load fraction transport efficiency, resulting in observable finer-grained fluvial deposits. This implies in reduced sand and coarser-grained sediments delivery to coastal and marine environments, with major implications for source-to-sink systems prior to the Silurian.

Additionally, the identification of non-actualistic fluvial styles that preceded the modern meandering channels in low slope gradient reaches can be useful in basin-scale architecture interpretation in pre-vegetation fluvial systems and in predicting the influence of external controls on their stratigraphic evolution.

References

- 1 Schumm, S. A. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 79, 1573-1588 (1968).
- 2 Cotter, E. in *Fluvial Sedimentology* (ed. Miall, A. D.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir V, Calgary, 361-383 (1978).
- 3 Davies, N. S. & Gibling, M. R. Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: the sedimentological impact of the earliest vegetation. *Earth-Science Reviews* 98, 171-200 (2010).
- 4 Davies, N. S., Gibling, M. R. & Rygel, M. C. Alluvial facies evolution during the Palaeozoic greening of the continents: case studies, conceptual models and modern analogues. *Sedimentology* 58, 220-258 (2011).
- 5 Long, D. F. Depositional environments of a thick Proterozoic sandstone: the (Huronian) Mississagi Formation of Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15, 190-206 (1978).
- 6 Fuller, A. O. A contribution to the conceptual modeling of pre-Devonian fluvial systems. *Transactions of Geological Society of South Africa* 88, 189-194 (1985).
- 7 Paola, C., Heller, P. L. & Angevine, C. L. The large-scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins I – Theory. *Basin Research* 4, 73-90 (1992)
- 8 Paola, C. Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology* 47, 121-178

- (2000).
- 9 Marriott, S., Wright, V. and Williams, B. in *Fluvial Sedimentology VII* (eds. Blum, M., Marriott, S. and LeClair, S.). Blackwell Publishing, Oxford, 517-529 (2005).
  - 10 Pedreira, A. J. Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 27, 229-240 (1997).
  - 11 Schobbenhaus, C. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências* 26, 265-276 (1996).
  - 12 Marconato, A., Almeida, R. P., Turra, B. B., Fragoso-Cesar, A. R. S. Pre-vegetation fluvial floodplains and channel-belts in the Late Neoproterozoic-Cambrian Santa Bárbara Group (Southern Brazil). *Sedimentary Geology* 300, 49-61 (2014).
  - 13 Goudie, A. S. & Viles, H. A. Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives. *Earth-Science Reviews* 113, 59-71 (2012).
  - 14 Long, D. G. F. in *From river to rock record: the preservation of fluvial sediments and their subsequent interpretation* (eds. Davidson, S. K., Leleu, S. & North, C.), SEPM Special Publication 97, Tulsa, 37-62 (2011).

VII. CONCLUSÕES

Na sucessão estudada da Formação Tombador e sua passagem para a Formação Caboclo, por meio dos levantamentos estratigráficos, foram identificados 3 níveis principais de depósitos fluviais. O primeiro, basal e conglomerático, foi verificado apenas em uma das seções e é sobreposto por sucessão flúvio-eólica. Os outros dois possuem ocorrências mais expressivas nas seções estudadas, e foram denominados informalmente como sistema fluvial inferior e superior, separados estratigraficamente por uma sucessão de arenitos costeiros.

O reconhecimento de um intervalo estratigráfico, sobreposto ao sistema costeiro, de um sistema fluvial não descrito em trabalhos anteriores, bem como a ampla predominância de sedimentação psamítica nesse intervalo, levou a considerar, informalmente, tal sucessão como parte integrante da Formação Tombador. Desde que consagrada, a denominação estratigráfica de Formação Tombador, vem sendo utilizada para se referir ao conjunto de rochas areníticas que sustentam grande parte dos paredões e escarpas característicos da fisiografia da Chapada Diamantina. Sua grande espessura e relativa variabilidade pode permitir a subdivisão de unidades e a elevação de hierarquia estratigráfica para Grupo Tombador.

O datum estratigráfico selecionado para balizar as correlações estratigráficas foi a base dos depósitos essencialmente pelíticos da Formação Caboclo. A correlação entre as seções levantadas permitiu a identificação de duas discordâncias associadas ao desenvolvimento de paleovales. A primeira, na base do sistema costeiro dominado por ondas, corresponde a uma superfície transgressiva. As variações de espessura desse sistema, bem como a sua ausência na seção mais setentrional, sugerem um preenchimento de paleovale.

O desenvolvimento desse vale estaria condicionado pelos processos de incisão fluvial atribuídos à sedimentação das brechas e conglomerados, presentes nas porções intermediárias e de topo do sistema fluvial inferior. Um subsistema deltaico (coarse-grained delta), de restrita área de ocorrência, foi agrupado na associação de fácies do sistema costeiro. O caráter localizado desse subsistema seria resultado das variações morfológicas do substrato em decorrência dos eventos de incisão fluvial, que por sua vez, condicionaram as rotas de transgressão marinha relacionadas à instalação do sistema costeiro.

O estilo fluvial amplamente predominante nos depósitos da Formação Tombador, principalmente nos intervalos essencialmente arenosos, pode ser caracterizado como entreteçado em lençol (sheet-braided), devido a grande continuidade lateral de camadas tabulares a lenticulares e sua alta razão largura/espessura.

A identificação de barras com acréscimo lateral, e acréscimos à jusante e à montante, por meio da análise de paleocorrentes e limites de séries, são indicativos da existência de macroformas, mesmo que de pequenas dimensões. O predomínio de macroformas na sedimentação fluvial aponta para uma dinâmica de rios perenes com vazões relativamente regulares, ao invés de uma sedimentação governada por eventos extremos de vazão que reorganizariam por completo os sedimentos na planície aluvial. Assim, a sucessão estudada não pode ser explicada, como frequentemente realizado em sucessões fluviais pré-vegetação, por analogia com sistemas modernos desenvolvidos em climas áridos.

A sucessão basal da Formação Tombador, aflorante no morro do Pai Inácio e cercanias, expõe sistemas fluviais compostos por canais mais profundos, caracterizados por bases escavadas e preenchidos por macroformas destacadas por superfícies deposicionais inclinadas, da ordem de cinco metros de espessura. A presença de camadas de arenitos finos e siltitos intercaladas nessa associação, e interpretadas como planícies de inundação, são características desse estilo fluvial.

Associações com arquiteturas mais tabulares, entre os corpos canalizados e as regiões de planícies, apontam para um ambiente transicional, de fluxos desconfinados operantes durante eventos de cheia. Dessa forma, foi reconhecida considerável variabilidade arquitetural nos depósitos fluviais da Formação Tombador, contrastando com modelos frequentes de grande homogeneidade em sistemas entreteçados em lençol.

Modelamento numérico de perfis fluviais longitudinais na ausência de vegetação e considerações teóricas levaram à caracterização desse sistema de canais mais profundos com planícies de inundação preservadas como equivalente antigo das porções de menor declividade do sistema fluvial, equivalentes às áreas em que hoje predominam canais meandrantess. Essa mesma abordagem de modelamento numérico permitiu o reconhecimento do predomínio de elementos de canais amplos e rasos como resultado natural da forma do perfil de equilíbrio na ausência de vegetação, como resultado de uma maior proporção de depósitos desenvolvidos em trechos de alta declividade.

A revisão do detalhamento estratigráfico das sucessões de topo da Formação

Tombador, com o reconhecimento de sistemas costeiros preenchendo vale inciso, a caracterização de importante variabilidade na arquitetura deposicional dos depósitos fluviais dessa unidade mesoproterozoica, incluindo depósitos dominados por macroformas que não se adequam à analogia frequente com sistemas modernos de climas secos, e o reconhecimento de sucessões fluviais de baixa declividade, equivalentes a sistemas modernos de rios meandrantés, colocam a Formação Tombador como uma das mais importantes unidades do Precambriano para o entendimento de processos e produtos de sistemas siliciclásticos de transporte e deposição anteriores à vegetação continental.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acauã, B.M.S. (1847) Relatório Dirigido ao Governo Imperial em 15 de Abril de 1847, pelo Inspector Geral dos Terrenos Diamantinos na Província da Bahia. Revista do Instituto Histórico e Geográfico, 9: 227-260.
- Algeo, T.J. & Scheckler, S.E. (1998) Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. Philosophical Transactions of Royal Society of London, 353: 113–130.
- Alkmim F.F., Brito Neves B.B. & Alves J.A. C. (1993) Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: J.M. Dominguez, & A. Misi (eds) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 45-62p.
- Allen, J.P.; Fielding, C.R.; Gibling, M.R.; Rygel, M.C. (2011) Fluvial response to paleo-equatorial climate fluctuations during the late Paleozoic ice age. Geological Society of America Bulletin, 123: 1524-1538.
- Allen, J.R.L. & Williams, B.P.J. (1979) Interfluvial drainage on Siluro-Devonian alluvial plains in Wales and the Welsh Borders. Journal of Geological Society, London, 136: 361–366.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (1990) Basin analysis: Principles and Applications. Oxford, Blackwell Publishing, 549p.
- Allen, P.A. (1997) Earth Surface Process. Blackwell Science, Wiley, 404p.
- Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (1984) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Editora Edgard Blucher, 378p.
- Almeida, F.F.M (1977) O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-362.
- Anderton R. (1985) Clastic facies models and facies analysis. In: Brenchley, P.J., and Williams, B.P.J. (eds) Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects. Oxford, U.K., Blackwell Science, p. 31–47.
- Babinski, M.; Neves, B. B. B.; Noce, C. M., (1994) Problemas da Metodologia U/Pb com Zircões de Vulcânicas Continentais: Caso do Grupo Rio dos Remédios Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia 38, Balneário de Camboriú. Anais, SBG, 2: 409-410.

- Babinski, M.; Vab Schmus, W.R.; Chemale, F.; Brito Neves, B.B. (1993) Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco 2, Salvador, Anais. SBG/SGM BA/CNPq. 160-163p.
- Bállico, M. B. (2012). Análise de fácies e sequências deposicionais em sistemas continentais e estuarinos do topo da Formação Tombador, Mesoproterozoico, Chapada Diamantina, Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 94p.
- Bhattacharyya, A. & Morad, S. (1993) Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: an example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, central India. *Sedimentary Geology*, 84: 101-114.
- Birkeland, P.W. (1974) *Pedology, weathering and geomorphological research*. Oxford University Press, New York, 285p
- Bomfim, L.F. & Pedreira, A.J. (1990) Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Lençóis). In: Bomfim, L.F. & Pedreira, A.J., Orgs, - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Lençóis (Folha SD.24-V-A-V) Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 25-73p.
- Born, L. R. S. (2012). A Formação Tombador na porção nordeste da Chapada Diamantina - BA: faciologia, sistemas deposicionais e estratigrafia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 152p.
- Bose, P.K.; Eriksson, P.G.; Sarkar, S.; Wright, D.P.; Samanta, P.; Mukhopadhyay, S.; Mandal, S.; Banerjee, S.; Altermann, W. (2010) Sedimentation patterns during the Precambrian: A unique record? *Marine and Petroleum Geology*, doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.11.002
- Boyd, R., Dalrymple, R. W., & Zaitlin, B. A. (2006). Estuarine and Incised-Valley Facies Models. In H. W. Posamentier & R. G. Walker (Eds.), *Facies Models Revisited* (pp. 171–235). SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Branner, J.C. (1910) The Tombador Escarpment in the State of Bahia. *American Journal of Science*, 30: 335-343.
- Bridge, J.S. (1985) Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 579–589.
- Bridge, J.S. (1993) Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 40, 801-810.

- Bridge, J.S. (2003) Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record. Blackwell, 491 p.
- Bridge, J.S. (2006) Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (eds) Facies Models Revisited. SEPM: Society for Sedimentary Geology, 85–170p.
- Bristow, C.S. (1996) Reconstructing fluvial channel morphology from sedimentary sequences. In: Carling, P.A. & Dawson, M.R. (Eds.), Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy. John Wiley & Sons, Ltd., 351-371.
- Brito Neves, B.B. (1967) Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu. Recife, CONESP, Relatório 17, 53p.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G.; Torquato, J.R.F., (1980) Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H. A. V. & Duarte, F. B. (eds) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos. Salvador, CPM-SME BA, 3: 1-101.
- Brito Neves, B.B.; Sá, J.M.; Nilson, A.A.; Botelho, N.F. (1995) A tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozoicos da América do Sul e processos subsequentes. Geonomos, 3: 1-21.
- Brookfield, M. E. (1977). The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. Sedimentology, 24: 303–332.
- Brooks, A.P.; Brierley, G.J.; Millar, R.G. (2003) The long-term control of vegetation and woody debris on channel and floodplain evolution: insights from a paired catchment study in southeastern Australia. Geomorphology, 51: 7–29.
- Caby, R.R.; Arthaud, M. (1987) Petrostructural evolution of the Lagoa real subalkaline metaplutonic complex (Bahia, Brazil). Revista Brasileira de Geociências, 17: 636-646.
- Carr, M.H. (2006), The Surface of Mars. Cambridge University Press, Cambridge, 307 pp.
- Castro, M. R. (2003). Estratigrafia de seqüências na Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Bahia. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 122p.
- Castro, M. R. (2002). Deformação sin-deposicional em depósitos costeiros e marinhos das formações Tombador e Caboclo, Chapada Diamantina, BA. Revista Brasileira de Geociências, 32(2), 291–294.

- Catuneanu, O. (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy* (1st ed., p. 375). Elsevier.
- 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., 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.. (2009) Toward the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews*, 92: 1–33.
- Clifton, H. E. (2006). A Reexamination of Facies Models for Clastic Shorelines. In H. W. Posamentier & R. G. Walker (Eds.), *Facies Models Revisited*. (pp. 293–337). SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Condie, K.C. (1989) *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. 3ed. New York, Pergamon Press, 476p.
- Corenblit, D. & Steiger, J. (2009) Vegetation as a major conductor of geomorphic changes on the Earth surface: toward evolutionary geomorphology. *Earth Surface Process and Landforms*, 34: 891–896.
- Costa, L.A.M. & Inda, H.A.V. (1982) O Aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, 2: 13-18.
- Cotter, E. (1978) The evolution of fluvial style, with special reference to the central Appalachian Paleozoic. In: Miall, A.D. (ed), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5: 361–383.
- Cotter, E. (1983) Shelf, paralic, and fluvial environments and eustatic sea-level fluctuations in the origin of the Tuscarora Formation (Lower Silurian) of central Pennsylvania. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 25–49.
- Cruz, S.C.C.; Dias, V.M.; Alkmim, F.F. (2007) A interação tectônica embasamento/cobertura em aulacógenos invertidos: um exemplo da Chapada Diamantina Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 111-127.
- Cruz, S.C.P. & Alkmim, F.F. (2006) The tectonic interaction between Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78: 151-173.
- Danderfer, A. & Dardenne, M.A. (2002) Tectonoestratigrafia da Bacia espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 449-460.

- Davies, N.S. & Gibling, M.R. (2010) Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: the sedimentological impact of the earliest vegetation. *Earth-Science Reviews*, 98: 171–200.
- Davies, N.S.; Gibling, M.R.; Rygel, M.C. (2011) Alluvial facies evolution during the Palaeozoic greening of the continents: case studies, conceptual models and modern analogues. *Sedimentology*, 58: 220–258.
- Derby, O.A. (1905) Lavras Diamntinas. *Revista do Instituto Geográfico e Histórico da Bahia*, 11: 143-153.
- Derby, O.A. (1906) The Serra do Espinhaço. *Brazilian Journal of Geology*, 14: 374-401.
- Dominguez, J. M. L. (1993) As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista de análise de bacias. In: Dominguez, J. M. L.; Misi, A. (eds) *O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG Núcleo BA-SE, 37-159p.
- Dominguez, J.M.L. (1996) As coberturas plataformais do Proterozoico Médio e Superior. In: Barbosa, J.F.S. & Dominguez, J.M.L. (eds) *Geologia da Bahia*. Salvador, SGRM-UFBa-FAPEX, 103-125p.
- Dott Jr, R.H. (2003) The importance of aeolian abrasion in supermature quartz sandstones and the paradox of weathering on vegetation-free landscapes. *Journal of Geology*, 111: 387–405.
- Douglas, I. (1976) Erosion rates and climate: geomorphological implications. In: Derbyshire, E. (ed) *Geomorphology and climate*, Wiley, New York, 269-287p.
- Drever, J.I. (1994) The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 2325–2332.
- Els, B.G. (1998) The auriferous late Archaean sedimentation systems of South Africa: unique palaeo-environmental conditions. *Sedimentary Geology*, 120: 205–224.
- Erickson, J. (2002) *Historical geology : understanding our planet's past*. Facts on File, USA, 307p.
- Eriksson, P.G.; Bumby, A.J.; Brümer, J.J.; van der Neut, M. (2006) Precambrian fluvial deposits: enigmatic palaeohydrological data from the c. 2–1.9 Ga Waterberg Group, South Africa. *Sedimentary Geology*, 190: 25–46.
- Eriksson, P.G.; Catuneanu, O.; Sarkarc, A.; Tirsgaard, H. (2005) Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*, 176: 17-42.

- Eriksson, P.G.; Condie, K.C.; Tirsgaard, H.; Mueller, W.U.; Altermann, W.; Miall, A.D.; Aspler, L.B.; Catuneanu, O.; Chiarenzelli, J.R. (1998) Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, 120: 5–53.
- Fuller, A.O. (1985) A contribution to the conceptual modelling of pre-Devonian fluvial systems. *Transactions of Geological Society of South Africa*, 88: 189–194.
- Garner, H.F. (1959) Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 11372-1369.
- Gensel, P.G. (2008) The earliest land plants. *Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics*, 39: 459–477.
- Graham, J. (1988). Collection and analysis of field data. In: M. Tucker (Ed.), *Techniques in sedimentology* (pp. 5–62). Blackwell Scientific Publications.
- Guimarães, J.T. & Pedreira, A.J. (1990) Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Utinga). In: Guimarães, J.T. & Pedreira, A.J., orgs. - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Utinga (Folha SD.24-V-A-II) Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM,.19-92p.
- Gurnell, A.M.; Goodson, J.M.; Angold, I.P.; Morrissey, G.E.; Petts, G.; Steiger, J. (2004) Vegetation propagule dynamics and fluvial geomorphology. In: Bennet, S.J. and A. Simon (eds) *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology*. Water Science and Application 8. American Geophysical Union, pp. 209 – 219.
- Hartley, A. J., Weissmann, G. S., Nichols, G. L., & Warwick, G. L. (2010). Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research*, 80(2): 167–183.
- Hillier, R.D., Edwards, D., Morrissey, L.B., (2008) Sedimentological evidence for rooting structures in the Early Devonian Anglo-Welsh Basin (UK), with speculation on their producers. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270: 366–388.
- Hiscott, R.N., James, N.P., Pemberton, S.G., (1984) Sedimentology and ichnology of the Lower Cambrian Bradore Formation, coastal Labrador: fluvial to shallow-marine transgressive sequence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 32: 11–26.
- Hjellbakk, A. (1997) Facies and fluvial architecture of a high energy braided river: the Upper Proterozoic Seglodd Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Sedimentary Geology*, 114: 131–141.

- Horodyski, R.J. and Knauth, L.P. (1994) Life on land in the Precambrian. *Science*, 263: 494–498.
- Istanbuloglu, E. & Bras, R.L. (2005) Vegetation-modulated landscape evolution: effects of vegetation on landscape processes, drainage density, and topography. *Journal of Geophysical Research*, 110: F02012. doi: 10.1029/2004JF000249.
- Jang, C. L. & Shimizu, Y. (2007) Vegetation effects on the morphological behaviour of alluvial channels. *Journal of Hydraulic Research*, 45: 763–772.
- Jardim de Sá, E. F., (1981). Chapada Diamantina e a Faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intraplaca no Proterozóico Médio do Cráton São Francisco. In: Inda, H. A. V.; Marinho, M. M.; Duarte, F. B. (eds) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, SME/COM, 4: 111-120.
- Jardim de Sá, E. F.; Neves, B. B. B.; McReath, I. Bartels, R. L. (1976) Geocronologia e modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. *Anais. Sociedade Brasileira de Geologia*, 4: 205-227.
- Jerolmack, D.J., Mohrig, D., Zuber, M.T. and Byrne, S. (2004) A minimum time for the formation of the Holden Northeast fan, Mars. *Geophysical Research Letters*, 31: L21701.
- Kegel, W. (1959) Estudos Geológicos na Zona Central da Bahia. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 198, 35p.
- Kelly, S. B., & Olsen, H. (1993). Terminal fans: a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 8: 339–374.
- Klein, G.V. (1991) Basin Analysis and Sedimentary Processes. In: Force, E.R.; Eidel, J.J.; Maynard, J.B. (eds) *Sedimentary and Diagenetic Mineral Deposits: a Basin Analysis Approach to Exploration*. Society of Economic Geology, Reviews in Economic Geology, 5: 21-130.
- Knighton, D. (1998) *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Arnold, London. 383 pp.
- Kocurek, G. (1988). First order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56: 193–206.

- Kocurek, G., & Havholm, K. G. (1993) Eolian Sequence Stratigraphy- A conceptual framework. In P. Weimer & H. W. Posamentier (Eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy* (Vol. 58, pp. 393–409). Tulsa.
- Kuenen, P. H., & Migliorini, C. I. (1950) Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding. *The Journal of Geology*, 58: 91–127.
- Leal, A.S. & Brito Neves, B.B. (1968) Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste 4, Recife. Resumo das Comunicações. SBG, p.17-19.
- Lima, M.I.; Fonseca, E.G.; Oliveira, E.P.; Ghignone, J.I.; Rocha, R.M.; Carmo, U.F.; Silva, J.M.R.; Siga Jr, O. (1981) Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.24, Salvador. Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral. Levantamento de Recursos Naturais, 24: 25-192.
- Long, D.G.F., (1978a) Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sandy fluvial systems. In: *Fluvial Sedimentology*. (Ed. A.D. Miall), Canadian Society of Petroleum Geology Memoir, 5: 313–341.
- Long, D.F. (1978b) Depositional environments of a thick Proterozoic sandstone: the (Huronian) Mississagi Formation of Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15: 190-206.
- Long, D.G.F. (2004) Precambrian rivers. In: Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller and O. Catuneanu (eds) *The Precambrian Earth: Times and Events*. *Developments in Precambrian Geology*, 12: 660–663.
- Long, D. G. F. (2011) Architecture and Depositional Style of Fluvial Systems before Land Plants: A Comparison of Precambrian, Early Paleozoic, and Modern River Deposits. In S. K. Davidson, L. S., & C. P. North (Eds.), *From river to rock record* (Vol. 97, pp. 37–62). SEPM Special Publication.
- López-Gomes, J. & Arche, A. (1993) Architecture of the Cañizar fluvial sheet sandstones, Early Triassic, Iberian Ranges, eastern Spain. In: Marzo, M.; Puigdefábregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 17: 363-381.
- Maack, R. (1963) Geologia e geografia física da bacia hidrográfica do rio de Contas no Estado da Bahia. *Boletim da Universidade do Paraná, Geografia Física*, 5: 3-54.
- Mackin, J. H. (1948). Concept of the graded river. *Bulletin of the Geological Society of America*, 59: 463–512.

- MacNaughton, R.B.; Dalrymple, R.W.; Narbonne, G.M. (1997) Early Cambrian braid-delta deposits, MacKenzie Mountains, north-western Canada. *Sedimentology*, 44: 587–609.
- Magalhães, A. J. C., Scherer, C. M., Raja-Gabaglia, G.P., Bállico, M. B., Catuneanu, O. (2014). Unincised fluvial and tide-dominated estuarine systems from the Mesoproterozoic Lower Tombador Formation, Chapada Diamantina basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 56: 68–90.
- Martins, A.A.M., Andrade Filho, E.L., Loureiro, H.S.C., Arcanjo, J.B.A., Guimarães, R.V.B. (2008) Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara - Rio de Contas). CBPM/CPRM., Série Arquivos Abertos 31, 68p.
- Martins-Neto, M.A. (2000) Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaco basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 103: 147 – 173.
- Martins-Neto, M.A.; Pedrosa-Soares, A.C.; Lima, S.A.A. (2001) Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the Sao Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology* 141: 343-370.
- Mascarenhas, J.F. (1969) Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, na região entre Itaetê e Seabra-Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia 23, Salvador. Resumo das Conferências e das Comunicações. SBG, 59-60p.
- McReath, I.; Jardim de Sá, E.F.; Fryer, B.J. (1981) As vulcânicas ácidas proterozoicas da região da bacia do Rio Paramirim-BA. In: Inda, H.A.V. & Duarte, F.B. (eds) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. CPM BA, 4: 121-134.
- Miall, A.D. (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13: 1–62.
- Miall, A.D. (1978) Lithofacies and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall, A.D. (ed) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology Memoir, 5: 597-604.
- Miall, A.D. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261-308.
- Miall, A.D. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer. Berlin. 598p.

- Miall, A.D. (1999) In Defense of Facies Classifications and Models. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 2–5.
- Miall, A. D. (2000). *Principles of Sedimentary Basin Analysis* (3rd ed.). New York: Springer-Verlag, p. 616.
- Millar, R.G. (2000) Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. *Water Resources Research* 36: 1109–1118.
- Monteiro, M.D.; Carvalho, M.P.; Conceição Filho, V.M. (1984) Caracterização faciológica e sistemas deposicionais do Grupo Chapada Diamantina. In: Congresso Brasileiro de Geologia 33, Rio de Janeiro, Anais. SBG, 1090-1105p.
- Montes, M.L. (1977). Os Conglomerados Diamantíferos da Chapada Diamantina - Bahia, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 102p.
- Murray, A.B. & Paola, C. (2003) Modelling the effect of vegetation on channel pattern in bedload rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28: 131–143.
- Murray, A.B., Knaapen, M.A.F., Tal, M., Kirwan, M.L. (2008) Biomorphodynamics: physical- biological feedbacks that shape landscapes. *Water Resources Research* 44, W11301, doi:10.1029/2007WR006410.
- Naylor, L. A. Viles, H.A. Carter, N.E. (2002) Biogeomorphology revisited: Looking towards the future. *Geomorphology*, 47: 3-14.
- Neef, G. & Larsen, D.F. (2003) Devonian fluvial strata in and adjacent to the Emsian–Eifelian Moona Vale Trough, western New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50: 81–96.
- North, C. P., & Davidson, S. K. (2012). Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 111(1-2): 199–223.
- O. Catuneanu, V. Abreu, J.P. Bhattacharya, M.D. Blum, R.W. Dalrymple, P.G. Eriksson, C.R. Fielding, W.L. Fisher, W.E. Galloway, M.R. Gibling, K.A. Giles, J.M. Holbrook, R. Jordan, C.G.St.C. Kendall, B. Macurda, O.J. Martinsen, A.D. Miall, J.E. Neal, D. Nummedal, L. Pomar, H.W. Posamentier, B.R. Pratt, J.F. Sarg, K.W. Shanley, R.J. Steel, A. Strasser, M.E. Tucker, C. Winker. Toward the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews*, 92 (2009), pp. 1–33
- Oliveira, A.I. & Leonardos, O.H. (1940) *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centenários de Portugal, 472p.

- Otero, E.P.; Dominguez, J.M.L.; Lima, C.C. (1989) Sedimentação fluvio-eólica no Proterozóico Médio, Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Estado da Bahia. In: Simpósio de Geologia 1, Belo Horizonte, Anais. SBG, Boletim 10: 212-217.
- Paola, C., Heller, P. L., & Angevine, C. L. (1992). The large-scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins I – Theory. *Basin Research*, 4, 73–90.
- Pearce, A.J. (1976) Geomorphic and hydrologic consequences of vegetation destruction, Sundbury, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 1358-1373.
- Pedreira, A.J. & Margalho, R.S.F.X. (1990) Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Mucugê). In: Pedreira, A.J. & Margalho, R.S.F.X., orgs. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Mucugê (Folha SD.24-V-C-II), Estado da Bahia; Texto Explicativo. Brasília; DNPM/CPRM, 19-68p.
- Pedreira, A.J. & Mascarenhas, J.F. (1974) A sequência estratigráfica da Chapada Diamantina NE, Bahia, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 4: 19-26.
- Pedreira, A.J. (1988) Sequências deposicionais no Precambriano: Exemplo da Chapada Diamantina Oriental. In: Congresso Brasileiro de Geologia 35, Belém, Anais. SBG, 2: 648-659.
- Pedreira, A.J. (1994) O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro – Oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências/USP, 174p.
- Pedreira, A.J. (1997) Sistemas Depositionais da Chapada Diamantina Centro-oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 229-240.
- Pedrosa-Soares A.C.; Noce C.M.; Wiedemann C.M.; Pinto, C.P (2001) The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 4: 307-323.
- Pimentel, M.M.; Machado, N.; Lobato, L.M. (1993) Geocronologia U-Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia, Implicações para a idade de mineralizações de urânio. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário do Camboriú, Anais, SBG, 2: 389-390.
- Potter, P. E., & Pettijohn, F. J. (1977). *Paleocurrents and basin analysis* (2nd ed., p. 425). New York: Springer-Verlag.

- Quirk, D. G. (1996). Base profile: a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. In J. A. Howell & J. F. Aitken (Eds.), *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications* (Vol. 104, pp. 37–49).
- Rainbird, R.H. (1992) Anatomy of a large-scale braid-plain quartzarenite from the Neoproterozoic Shaler Group, Victoria Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 2537–2550.
- Reading, H. G. (1978). *Sedimentary Environments and Facies* (p. 557). Blackwell Science.
- Reading, H. G. (1986). Facies. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies* (2nd ed., pp. 4–19).
- Reading, H.G. & Levell, B.K. (1996) Controls on the sedimentary rock record. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science. 5-35p.
1. Reesink, A.J.H. & Bridge, J.S. (2007) Influence of superimposed bedforms and flow unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars: *Sedimentary Geology*, 202: 281-296.
  2. Reesink, A.J.H. & Bridge, J.S. (2009) Influence of superimposed bedforms and flow unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars - Part 2, further experiments: *Sedimentary Geology*, 222: 274-300.
- Reesink, A.J.H. & Bridge, J.S. (2011) Evidence of bedform superimposition and flow unsteadiness in unit bar deposits, South Saskatchewan River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 81: 814-840.
- Retallack, G.J. (1985) Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animals on land. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B 309: 105–142.
- Rocha, A.J.D.; Pereira, C.P.; Srivastava, N.K. (1990) Sequências carbonáticas da Formação Caboclo na folha Morro do Chapéu (Bahia). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, Anais, SBG, 2: 49-65.
- Røe, S.L. & Hermansen, M. (1993) Processes and products of large, Late Precambrian sandy rivers in northern Norway. In: Marzo, M.; Puigdefábregas, C. (eds.), *Alluvial Sedimentation*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 17: 151–166.

- Rowntree, K. M. & Dollar, E.S.J. (1999) Vegetation controls on channel stability in the Bell River, Eastern Cape, South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 127 – 134.
- Schnauder, I. & Moggrudge, H.L. (2009) Vegetation and hydraulic-morphological interactions at the individual plant, patch and channel scale. *Aquatic Science*, 71: 318-330. DOI: 10.1007/s00027-009-9202-6.
- Schobbenhaus, C. (1996). As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 26: 265-276.
- Schobbenhaus, C.; Hoppe, A.; Baumann, A., (1994). Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos, 2: 397-398.
- Schumm, S.A. (1960) The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *United States Geological Survey Professional Papers*, 352-B: 17–30.
- Schumm, S.A. (1968) Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 79: 1573-1588.
- Shanley, K. W., & McCabe, P. J. (1994). Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78(4), 544–568.
- Shanmugan, G. (2000) 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 245-342.
- Silveira, J.S.; Valadão, R.C.; Dominguez, J.M.L. (1989) Dinâmica de sedimentação em uma plataforma marinha dominada por tempestades-Formação Caboclo (Proterozóico Médio, Estado da Bahia). In: Simpósio de Geologia, Núcleo Minas Gerais 5 / Núcleo Brasília 1, Belo Horizonte, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim nº10: 200-205.
- Smith, D. G. (1976) Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 857-860.
- Söfner, B. (1973) Observações sobre a estratigrafia do Precambriano da Chapada Diamantina Sudeste e da área contígua. In: Congresso Brasileiro de Geologia 27, Aracaju, Anais. Sociedade Brasileira Geologia, 2: 23-32.

- Sønderholm, M. & Tirsgaard, H. (1998) Proterozoic fluvial styles: response to base-level changes and climate (Riveradal sandstones, eastern North Greenland). *Sedimentary Geology*, 120: 257–274.
- Souza, W.S.T. & Guerra, G.T. (1986) Estudo geológico da Chapada Diamantina-Setentrional a partir do emprego do conceito de unidade deposicional. In: Congresso Brasileiro de Geologia 34, Goiânia, Anais. SBG, 1: 377-390.
- Spix, J.V. & Martius C.V. (1938) Através da Bahia: Excerptos da Obra "Reise in Brasilien". 3ed. São Paulo, Editora Nacional, 342p.
- Stallins, A. J. (2006), Geomorphology and ecology: Unifying themes for complex systems in biogeomorphology. *Geomorphology*, 77: 207-216. doi:10.1016/j.geomorph.2006.01.005.
- Stear, W.M. (1983) Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 6: 405–420.
- Steemans, P.; Le Herisse, A.; Melvin, J.; Miller, M.A.; Paris, F., Verniers, J. & Wellman, C.H. (2009) Origin and radiation of the earliest vascular land plants. *Science*, 324: 353.
- Sweet, I.P. (1988) Early Proterozoic stream deposits: braided or meandering—evidence from central Australia. *Sedimentary Geology*, 58: 277–293.
- Tal, M. & Paola, C. (2007) Dynamic single-thread channels maintained by the interaction of flow and vegetation. *Geology*, 35: 347–350.
- Thomas, R.G., Williams, B.P.J., Morrissey, L.B., Barclay, W.J., Allen, K.C. (2006) Enigma variations: the stratigraphy, provenance, palaeoseismicity and depositional history of the Lower Old Red Sandstone Cosheston Group, south Pembrokeshire, Wales. *Geological Journal* 41: 481–536.
- Thorne, C.R. (1990) Effects of vegetation on Riverbank erosion and stability. In: Thornes, J.W. (Ed.), *Vegetation and Erosion: Processes and Environments*. John Wiley and Sons, Chichester, 125–144p.
- Tirsgaard, H. & Øxnevad, I.E.I. (1998) Preservation of pre-vegetational mixed fluvio-aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Rriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology*, 120: 295–317.

- Tooth, S. & Nanson, G.C. (2000) The role of vegetation in the formation of anabranching channels in an ephemeral river, Northern plains, arid central Australia. *Hydrological Processes* 14: 3099 - 3117.
- Trewin, N.H. (1993) Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia. *Sedimentary Geology*, 85: 387–400
- Tucker, M. E. (1989). The field description of sedimentary rocks. Geological Society of London.
- Tunbridge, I.P. (1984) Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31: 697–715.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. J., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S. I. I. I., Sangree, J. B., Hatlelid, W. G. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In C. E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (pp. 49–212).
- VanWagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., & Handersbol, J. (1988). An overview of the fundamental of sequence stratigraphy and key definitions. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St C. Kendall, W .H. Posamentier, C. A. Ross, C. J. Van Wagoner (eds). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Special Publication of the Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 42, 39–45.
- Vilas Boas, G.; Pereira, A.M. & Sampaio, F. (1988) Fácies sedimentares e modelo de sedimentação do Grupo Paraguaçu na região de Rio de Contas, borda ocidental da Chapada Diamantina, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 406-416.
- Viles, H. A. (1990) The agency of organic beings: A selective review of recent work in biogeomorphology. In: Thornes J. B. (ed) *Vegetation and Erosion*. John Wiley, Hoboken. 5-24p.
- Walker, R.G. (1990) Perspective—facies modeling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 777–786.
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In R. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies Models and Response to Sea-level Change* (pp. 1–14). Geological Association of Canada.

- Walker, R. G. (2006). Introduction. In H. W. Posamentier & H. G. Walker (Eds.), *Facies Models Revisited*. (pp. 5–22). SEPM Special Publication 84
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Nichols, G. J., Scuderi, L. A., Olson, M., Buehler, H., & Banteah, R. (2010). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38: 39–42.
- Went, D.J. (2005) Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro-Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology*, 52: 693–713.
- Wolman, G. & Brush, L.M. (1961). Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse non-cohesive sands. In: *Physiographic and hydraulic studies on rivers, 1956-1961*. United States Geological Survey, Professional Paper, 282-G: 183-210.
- Wood, L.J. (2006) Quantitative geomorphology of the Mars Eberswalde delta. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 557–566.
- Wright, V. P. & Marriott, S. B. (1993). The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86, 203–210.