UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Proveniência e arquitetura de depósitos fluviais das
Sub-Bacias Tucano Central e Norte, Cretáceo (BA)**

Felipe Torres Figueiredo

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Tese de Doutorado

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2013

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador Renato Paes de Almeida pelo incentivo para começar este estudo e pela motivação desde o início até o último dia de sua conclusão. Agradeço também pelas discussões, auxílio durante os trabalhos de campo, esclarecimento de dúvidas, interpretações, ajuda na leitura e redação de textos em inglês. Agradeço a ele e a Liliane Janikian Paes de Almeida pela oportunidade de participar dos projetos de pesquisa em nome dos dois sem os quais esta tese não seria possível. Agradeço também pelas diversas vezes que me receberam em casa, para discutir assuntos da tese durante almoços, lanches da tarde e jantares.

Agradeço à Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio financeiro concedido na forma de projetos e bolsas de estudo (2009/53363-8, 2009/52807-0, 2009/51766-8, 2010/51559-0, 2013/01825-3). E a Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Ensino Superior - CAPES (PROEX-558/2011) pela bolsa de estudo concedida através do Programa de Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP.

Dos colegas e amigos de pós-graduação que contribuíram durante as conversas de corredor, comemorações de teses e cafés, mesas de bar, com sugestões, críticas, indicações bibliográficas, agradeço a André Marconato, Bernardo Tavares Freitas, Bruno Boito Turra, Cristiano Galeazzi Padalino, Gabriel Gonçalves, Simone Campos Carrera, Vinicius Tieppo Meira, Elder Yokoyama, Maurício Guerreiro, Guilherme Grafaelli, Evelyn Sanchez, Fernanda Quaglio, Lucas Warren.

Agradeço ao grupo MOCÓ (Memory of the Continents) do qual fazem parte Ninguém, Kodorna, Aedes, Melado, Toalete e Finíssimo, pelas distrações e piadas durante o convívio diário, mas também pela ajuda em apresentações de trabalhos em eventos científicos, discussões e principalmente pela força dedicada durante os trabalhos de campo.

Dos docentes do IGc-USP, agradeço à André Oliveira Sawakuchi e Claudio Riccomini pelas contribuições durante o exame de qualificação.

Agradeço aos amigos da Defesa Civil de São Bernardo do Campo que me apoiaram com incentivos diários, em especial, à Luiz Bongiovanni e Marcos Cayres, que permitiram minhas saídas de campo.

Agradeço à minha família e aos amigos de São Bernardo pelo apoio contínuo ao longo destes anos, sempre perguntando: “E o doutorado, já terminou?”.

Por fim, agradeço à minha esposa Simone Campos Carrera que me aguentou todos os dias minhas reclamações sobre dificuldades e problemas que encontrava, sempre me tranquilizando e incentivando.

Resumo

O rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) contém o registro da porção abortada de um sistema de bacias distensivas formadas do Juro-Cretáceo ao Aptiano no leste da América do Sul. Nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte compreende ambientes deposicionais lacustres, eólicos, deltaicos e aluviais, previamente interpretados como depositados ao longo dos estágios de subsidência pré-, sin- e pós-rifte. Cada ambiente destes foi estudado na escala da bacia, o que permitiu a identificação de alvos para prospecção de petróleo, em especial na Bacia do Recôncavo. Contudo, poucos estudos abordaram a descrição detalhada de afloramentos, o que limita a compreensão de processos com escalas temporais menores de unidades estudadas em subsuperfície. Esse é o caso da Formação São Sebastião, depositada entre o Barremiano e o Neocomiano, e da Formação Marizal, depositada no Aptiano. Ambas constituem sistemas aluviais com ampla expressão nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte, onde estão localizados o maior depocentro do rifte, denominado de Baixo de Cícero Dantas, e a Zona de Transferência do Vaza Barris, caracterizada como um alto estrutural. Essas duas feições são resultado de diferentes taxas de subsidência na Bacia do Tucano, e por isso servem para testar a sensibilidade de sistemas fluviais a controles tectônicos.

Nesse sentido, os depósitos de cada área foram estudados em detalhe através de métodos de análises de fácies, elementos arquiteturais, paleocorrentes e proveniência, o que permitiu interpretar estilos fluviais contrastantes. Na área próxima ao eixo das sub-bacias, a arquitetura da Formação São Sebastião é semelhante a de rios entrelaçados arenosos, e na porção leste à de rios de carga mista, o que confirma a hipótese de que controles tectônicos diferenciados podem resultar em mudanças na arquitetura deposicional. Na primeira, foram interpretados cinco elementos arquiteturais, dentre os quais predominam barras unitárias ou dunas grandes e compostas (EA1) e barras de acréscimo a jusante (EA2), sendo menos frequentes elementos de preenchimento de canais pequenos (EA3), dunas eólicas (EA4) e depósitos de topo de barras (EA5). A abundância do elemento de barras unitárias ou dunas grandes e compostas, com espessuras médias superiores a 1 m e máximas de 5 m é considerada como evidência da presença de canais profundos na região, o que sugere a existência de um sistema fluvial de grandes proporções, que não apresentava modificações na arquitetura entre áreas dentro da própria zona de transferência. A distinção entre os elementos EA1 e EA2 pode ser utilizada na documentação de rios de grande porte e servir como complemento aos conceitos utilizados em estudos de sistemas fluviais.

Na área próxima ao Baixo de Cícero Dantas foram identificados elementos diagnósticos de dois ambientes do sistema fluvial: (1) canais, caracterizados pela ocorrência de barras

unitárias e dunas grandes e compostas, barras de acréscimo a jusante e preenchimento de canal pequeno; (2) áreas além das margens do canal principal, caracterizadas por depósitos de dunas eólicas, planície ou bacias de inundação, canal abandonado e leque de rompimento de dique marginal. A alternância entre estes ambientes é interpretada como decorrente de altas taxas de subsidência, o que teria favorecido a preservação de planícies de inundação associadas ao sistema fluvial local, onde estas taxas são as maiores do sistema RTJ e estão preservados 14 km de sucessões sin-rifte.

Estudos detalhados de proveniência de seixos e calhaus, integrados a dados de paleocorrente, revelaram redução abrupta de maturidade mineralógica na passagem entre os depósitos fluviais Barremiano-Neocomianos e Aptianos. Como forma de entender essa mudança abrupta foram propostos dois estágios evolutivos: (1) durante o Neocomiano-Barremiano predominava um sistema fluvial axial ao rifte, que fluía para sul e transportava em sua maioria clastos de retrabalhamento policíclico de sucessões paleozoicas e mesozoicas aflorantes nas ombreiras e a norte a partir de uma bacia de captação regional responsável pela denudação das áreas em soerguimento durante a distensão do período; (2) durante o Aptiano, manteve-se o sistema fluvial axial com fluxo médio para sul, porém com grande variabilidade de clastos e menor frequência de policíclicos, o que sugere fontes do embasamento Pré-Cambriano provenientes de leste e oeste. Este cenário é indicativo de que a falha de borda esteve ativa e causou o soerguimento de rochas do embasamento durante a deposição da Formação Marizal, contrapondo interpretações anteriores segundo as quais esta pertenceria a fase de subsidência térmica da bacia. A presença de falhas normais e oblíquas nessa unidade na Sub-Bacia Tucano Norte e a similaridade entre os clastos encontrados na Formação Marizal e nos leques aluviais a leste reforçam o modelo em que é proposto o soerguimento do embasamento até o nível das ombreiras do rifte, que passaria a ter suas fontes paleozoicas e mesozoicas localizadas atrás de um divisor de águas.

Desta forma, o sistema fluvial da Formação São Sebastião pode ser caracterizado como resultante da presença de um rio de grandes proporções no eixo de uma das principais bacias rifte do Eocretáceo brasileiro. Este sistema esteve relacionado, possivelmente, a uma bacia de captação regional, que apesar do grande fluxo sedimentar, apresentava taxas localmente altas de subsidência, como na região do Baixo de Cícero Dantas, o que favoreceu as modificações locais ocorridas na arquitetura deposicional. As áreas-fonte deste sistema foram predominantemente sucessões sedimentares paleozoicas e mesozoicas, presentes em toda região e dominantes nas ombreiras da bacia até o Barremiano. Reativação tectônica

da bacia e soerguimento renovado das ombreiras após o recuo erosivo das escarpas de rochas mesozoicas e paleozoicas marca um aumento expressivo na contribuição de rochas do embasamento nas sucessões Aptianas sobrepostas.

Abstract

The Recôncavo-Tucano-Jatobá rift (RTJ) contains the record of an aborted branch of a system of extensional basins formed from the Jurassic-Cretaceous boundary up to the Aptian, in eastern South America. In the Central and Northern Tucano Sub-Basins, this record comprehends mostly lacustrine, eolian, deltaic and alluvial depositional environments, previously interpreted as the deposits of pre-, syn- and post-rift subsidence stages. Each system has been studied at the basin scale, which has enabled the identification of targets for oil exploration, particularly in the Recôncavo Basin. Nevertheless, few previous works deal with the detailed description of outcrops, limiting the comprehension of the processes operating at smaller temporal scales in the units studied in the subsurface. That is the case of the São Sebastião Formation, deposited between Neocomian and Barremian, and of the Marizal Formation, deposited in the Aptian. Both units are composed of alluvial systems with widespread occurrence in the Central and Northern Tucano Sub-Basins, where are located the major depocenter of the rift (Cícero Dantas Low) and the Vaza Barris Transfer Zone, characterized as a structural high. These two structures are the result of different subsidence rates, and therefore enable to evaluate the hypothesis concerning the tectonic controls on fluvial sedimentation.

Following this approach, deposits of these different areas were studied through the analysis of lithofacies, architectural elements, paleocurrents and provenance, leading to the interpretation of contrasting fluvial styles. In the axis of the Central and Northern Tucano Sub-Basins, the architecture of the São Sebastião Formation is similar to that of sandy braided rivers, while in the eastern part of the basin, the architecture resembles mixed-load rivers, pointing to a tectonic control for each different depositional architecture observed. Five architectural elements were identified in the axis of the central area, with the dominance of unit bars or large compound dunes (AE1) and downstream accretion compound bars (AE2), and subordinated occurrence of minor channel fills (AE3), eolian dunes (AE4) and bar top deposits (AE5). The abundance of the unit bars or large compound dunes element with the thickness of individual sets reaching 1 to 5 m thick is considered as evidence for the dominance of deep fluvial channels in the region, suggesting a fluvial system of large dimensions with no significant variation in architecture in the area of the Vaza Barris transfer zone. The distinction between the elements EA1 and EA2 can be applied in the recognition of big river deposits and complement the current concepts used in the study of fluvial deposits.

In the deposits found near the Cícero Dantas Low, elements diagnostic of two

environments within the fluvial system were identified: (1) deposits of the channel belt (unit bars and large compound dunes, downstream accretion bars, and minor channel fills), and (2) deposits of overbank areas (eolian dunes, floodplains or floodbasins, abandoned channels, and crevasse splays). The vertical recurrence of these two environments is interpreted as a result of high subsidence rates, which would have favored the preservation of floodplains in the local fluvial system, where the subsidence rates were the highest in the whole RTJ, locally preserving up to 14 km of syn-rift successions.

Detailed studies on the provenance of pebbles and cobbles revealed an abrupt reduction in the compositional maturity at the passage between the Neocomian and the Aptian successions. A two-stage scenario is proposed to explain this abrupt change: (1) during the Neocomian-Barremian a fluvial system axial to the rift structure flowed towards the south and transported mainly polycyclically reworked clasts from paleozoic and mesozoic successions that cropped out at the basin shoulder and to the north, in a regional catchment area responsible for the denudation of the areas that were being uplifted during the regional extensional event; (2) during the Aptian, this fluvial system was still flowing towards the south, but nevertheless carrying a much varied composition of clasts, with markedly lower content of polycyclically reworked clasts, suggesting a greater contribution of Precambrian basement sources from the east and west. This scenario is indicative that the basin-border fault was active and caused the uplift of the basement rocks during the deposition of the Marizal Formation, in opposition to previous interpretations according to which the unit would be related to the thermal subsidence phase of the basin. The presence of normal and oblique faults in the Northern Tucano Sub-Basin and the similarity between the clast composition of the Marizal Formation and the alluvial fan deposits to the east corroborate the model, with the uplift of the basement to the level of the basin shoulders, and the location of the paleozoic and mesozoic sources behind a watershed.

Therefore, the fluvial system fill of the São Sebastião Formation in the Central Tucano Sub-Basin was interpreted as a result of the installation of a big river system on the axis of one of the major rift basins of the Early Cretaceous in Brazil. The older fluvial system (São Sebastião Formation) is possibly related to a regional catchment, despite the great sediment flux to the basin, local high rates of subsidence, as in the region of the Cícero Dantas Low, resulted in local modifications in the architecture of the deposits, with greater preservation of floodplain and bar top facies. The source areas of this system were mainly paleozoic and mesozoic sedimentary successions, present in the whole region and dominant at the basin shoulders up to the Barremian. Tectonic activation of the basin and renewed uplift of the

basin shoulders after the erosional retreat of the scarps of mesozoic and paleozoic rocks is evidenced by an expressive increase in the contribution of basement rocks in the Aptian succession.

Sumário

Lista de Figuras	2
Lista de Tabelas	11
1 Introdução	13
2 Objetivos	15
3 Localização da área de estudo e principais formas de acesso	15
4 Métodos	17
4.1 Análise de fácies, superfícies limitantes e elementos arquiteturais	17
4.2 Análise de Paleocorrentes	18
4.3 Análise de Proveniência Macroscópica	20
5 Revisão Bibliográfica	22
5.1 Controles tectônicos sobre a sedimentação de bacias rifte	22
5.2 Controles tectônicos sobre a estratigrafia de bacias rifte	28
5.3 Controles tectônicos sobre a sedimentação eólica	30
5.4 Controles climáticos sobre a sedimentação aluvial	31
5.5 Estruturação das bacias do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)	37
5.6 Estratigrafia e sedimentação nas bacias do rifte RTJ	41
6 Resultados	53
6.1 Artigo 1 – <i>Distinguishing large mesoforms from macroforms in the Cretaceous São Sebastião Formation (Early Cretaceous, Northeastern Brazil): implications for the recognition of ancient big rivers</i>	53
6.2 Artigo 2 – <i>Fluvial Bars and Floodplain deposits near a high accommodation zone (Neocomian to Barremian São Sebastião Formation, Tucano Basin, Northeastern Brazil)</i>	83
6.3 Artigo 3 - <i>Abrupt change in maturity in a rift basin as a consequence of activation of the basin-border faults: the São Sebastião and Marizal formations (early cretaceous) in the Tucano Basin (Northeastern Brazil)</i>	113
7 Discussão	140

8 Conclusões	145
---------------------	------------

Referências Bibliográficas	149
-----------------------------------	------------

Anexos

Lista de Figuras

1	Localização da área e principais vias de acesso aos afloramentos estudados. Mapa modificado de Magnavita (1996), Barbosa & Sabaté (2004) e Gava <i>et al.</i> (1983) . . .	16
2	Modelos deposicionais de bacia continental com drenagem exorreica (1) e drenagem endorreica (2). Figura modificada de Gawthorpe & Leeder (2000).	25
3	Exemplo de migração lateral do cinturão de canais no Rio Madison, induzida pela degradação do relevo à esquerda. Figura adaptada de Alexander <i>et al.</i> (1994). . . .	27
4	Distribuição dos estágios evolutivos interpretados por Prosser (1993) a partir de seções sísmicas de reflexão (acima). Abaixo blocos diagramas ilustrando a primeira (S2) e segunda fase (S3) do rifte com a distribuição temporal dos sistemas deposicionais em cada uma delas. Figura modificada de Prosser (1993).	29
5	Esquema proposto por Kocurek <i>et al.</i> (2001) para o controle das variações do nível freático, influenciado pelo clima (A), pela tectônica (B) e por variações do nível do mar (C). A foto ilustra a identificação de superfícies de deflação limitada por séries de migração de dunas no registro Jurássico do Arizona. Figura adaptada de Kocurek <i>et al.</i> (2001).	31
6	Gráfico modificado de Bridge (2006), ilustrando a influência de controles tectônicos (inclinação do vale) e climáticos (descarga sedimentar) sobre o desenvolvimento de padrões de canal.	34
7	Localização do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) e da distribuição dos depósitos sedimentares pré, sin e pós-rifte, modificado de Magnavita (1996)	37
8	(A) Controles estruturais do rifte RTJ, do embasamento adjacente e (B) modelo geométrico cinemático, adaptados de Magnavita <i>et al.</i> (2003)	40
9	Coluna estratigráfica adaptada de Viana <i>et al.</i> (1971) mostrando a bioestratigrafia (zonas de ostracodes) e as unidades litoestratigráficas reconhecidas para o Supergrupo Bahia.	43
10	Geological map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) Rift and its adjacent basement rocks, highlighting the outcrops of the São Sebastião Formation. Figure modified from Magnavita (1996), Barbosa and Sabaté (2004) and Gava <i>et al.</i> 1983.	55

- 11 (A) Interpreted photomosaic showing the unit bars and large compound dunes (AE1), downstream accretion compound bars (AE2) and Bar top desposits (AE5) and their relation with the bounding surfaces. Note the 3.5 m unit bar at the middle of the outcrop that is laterally convolute is superposed by successive smaller unit bars. On the other hand the lower AE2 is composed of less than 0.5 m thick cross-set beds, frequently with 10 cm thick and more internal complexity caused by successive climbing of small dunes (small dune superimposition surface - 1) and small bedfoms reactivation (bedform reactivation surface - 2). At the upper part of the outcrop the AE1 (B) and (C) are detailed on Fig. 12. (D) Detail of coset bounding surfaces (3), bedform reactivation surface (2) and compound dune superimposition surface at the top. The measurements of paleocurrent and set boundaries shows a mean vector of migrating bedforms from AE1 and AE2 to southwest. 60
- 12 (B) Compound dune superimposition surface (5) bounding the upper AE1 from AE2 element and from other compound dune trains. (C) Detail of the interpreted photomosaic showing AE5 composed of a laminated siltstone lense overlain by an erosive channel-base surface (6) which records pebbly sandstones with tabular cross stratification on its top. 63
- 13 Interpreted photomosaic showing the boundaries from the lower AE2 and upper AE2. The latter is bounded by a channel-base surface (6) which is clearly irregular and laterally erodes a bar top deposits (shown on Fig. 19). The AE2 shows two coset bounding surfaces (3) that are internally reactivated by bedform reactivation surfaces (2) and laterally transitions from unit bar and compound dunes to smaller compound dunes (top left). Note the complexity of minor and less lateral continuous surfaces of smaller bedforms inside the AE2, occasionally limited by bar increment surfaces (4) and coset bounding surfaces (3) with various internal bedform reactivation surfaces (2). Paleocurrent and set boundaries in different areas of accretion compound bars shows significant changes in the flow direction from a mean vector to the southwest (right square) to southwest (middle center square). 64

- 14 Orthogonal view of the Fig. 13 showing the interpreted elements. Note the at the top and middle center of AE2 the lateral transition from compound dunes into a large unit bar of (approximately 1.5 m thick set). The AE1 and AE5 are bounded by a bar top surface (7) in the lower part of the outcrop which is in turn superposed by a compound dune superimposition surface. The paleocurrent and set boundaries are divergent which suggests a local lateral accretion of compound dunes. The main surface bounding AE1 and the upper AE2 is an irregular and erosive channel-base surface (6) which has several meters of lateral continuity in parallel view (Fig 13). 68
- 15 Interpreted photomosaic mostly formed by AE2 and few AE1 (middle right). Minor channel (AE3) of up to 2 m thick locally erodes thin sets of sandstones with tabular cross stratification and is frequently filled by massive conglomerates or coarse-grained sandstones with a pebble lag on its top. This pebble lag represent the top surface and is interpreted as a bar increment surface (4) that frequently bounds cosets of compound cross-stratification (left and center). The presence of AE5 at the top of AE2 suggests the presence of small pounds over bar top environments, further superposed by another AE2 (left and center). The measurements trough a vertical profile show divergent directions, however with a mean vector to the south. 70
- 16 Orthogonal view of the Fig. 15(A) showing the vertical passage from bottom to the top of AE1, AE3 and AE2. The AE1 (lower part) is around 4 m thick set of a unit bar deposit with local convolute bedding that turns to the left into large compound dunes separated by bedform reactivation surfaces (2). This is superposed by erosive surface (channel-base surface – 6), immediately overlain by coarse-grained and conglomerate deposits with a pebble lag at its top (bar increment surface – 4). The latter surface bounds the AE3 from Downstream Accretion compound Bars (AE1) at the top, rich on small dune superimposition surfaces (1). 72
- 17 Columnar section interpreted from the Fig. 15. Each surface shown (S1-S9) represent a pebble lag interpreted as a bar increment surface (4). Note the presence of small-scale through stratification from 20 – 24 m (facies F4) which is the product of compound bars as is the compound cross stratification from 24 – 29 m (facies F9). Convolute bedding (facies F13) from 2 up to 6m, from 16 up to 18 m and from 33 to 34 m. 74

- 18 Interpreted photomosaic showing the vertical association from bottom to the top of Eolian Dunes (AE4), Downstream Accretion Compound Bars (AE2) and Unit bars (AE1). (A) Detail of AE4 with convolute bedding, limited on top by erosive channel-base surface (6), which bounds it from inclined compound coset of sandstones with compound cross stratification. 75
- 19 General view of the whole outcrop shown on fig. 13 (TUC40.2 with the section G) with the interpreted columnar sections (A-G) Section A shows the bottom dominated by bar top deposits, which are superposed by eolian reworking surface (8) and to the top by a bar increment surface (4), bounding it from the compound dunes and downstream accretion bars (AE1 and AE2). The latter elements dominate the fluvial succession and can reach up to 20 m thick deposits, sometimes intercalated with thin bar top deposits composed of mudstones (bar top surfaces – 7 of the sections C, F and H). 76
- 20 Geological map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) Rift and its adjacent basement rocks, highlighting the outcrops of the São Sebastião Formation. Figure modified from Gava et al. 1983, Magnavita et al. 2003, Barbosa and Sabaté 2004. 86
- 21 Part one and two of five (Figs. 22 and 23) of the interpreted photomosaic from site 5 (see map, Fig. 20). From southward to northward the interpreted elements reveals the presence of Unit bars (AE1) with a minor channel on top, filled by plane beds (facies – F1, Tab.6, Fig. 22 F), immediately incremented by Downstream Accretion Compound Bars (AE2) which to the top are bounded by a Floodplain Fines element (AE5). This spatial relation and the increased frequency of small dunes superimposition surfaces -1 and bedform reactivation surfaces -2 can be interpreted as the result of lower water levels and hence the decreased height and lateral continuity of the migrating bedforms towards the top. On the left of Part 2, the element association is interpreted as the time lapse between an avulsion process, recorded as an irregular north-dipping channel-base surface - 6, the filling of an abandonment channel by mud and fine fine grained facies, later partly eroded by downstream accretion bars. All Unit bars (AE1), Downstream Accretion bars (AE2) and Minor channels (AE3) indicates a major migration of internal bedforms to southwest. The comparison of PC (paleocurrent) and set-boundaries for each bedform also suggests a predominantly downstream a paleoflow. 92

- 22 Facies of Fluvial bars: A – Large cross-stratified sandstone within a unit bar – inclined arrows show how it becomes laterally convolute to the left; B – Trough cross- stratification at the bottom of a compound dune eroding underlying laminated mudstone of floodplain deposit; C – Coset of pebbly sandstones with tabular and trough cross-stratification, the scale on the lower right corner is 0.1 m height. D – Sandstone with convolute bedding; E – Massive and crudely stratified sandstone with mud intraclasts; Minor channel fill (F – Fine sandstone with plane-parallel lamination) and Eolian Dunes (G – Small-scale bedform composed of sandstone with tabular cross stratification; H – Detail of a side view from the pin-stripe texture within the small-scale bedform – the scale on the lower left corner is 0.05 m height. 95
- 23 Part three and four of five (lower rectangle) of the interpreted photomosaic from site 5 (see map, Fig. 20). The general spatial relation of elements shows the frequent abandonment of unit bars (AE1) and downstream accretion bars (AE2), which is recorded in the form of gently channelized surfaces on its top, later filled by flood-plain fines (AE5) or by Eolian Dunes (AE4). The transition of migrating unit bars with the largest length and heights of bedforms to small-scale bedforms bounded by increment surfaces – 4 indicates a gradual decrease of water depth, further eroded (center-right – Part 3). The erosion is marked by an inclined surface (7), which bounds the bottom of eolian dunes and laterally erodes, with a steeper dip angle the AE1. This suggest an abrupt passage from deposition of bar-tops to eolian and flood-plain fines due to avulsion, later reworked by the settlement of small dune fields and flood-plain fines. Another boundary type with the same association of elements is the direct passage from large-scale unit bars to eolian dunes and flood-plain fines (center-right – Part 4), which we attributed as the time lapse of deposition from deeper unit bars to the settling of fines at the overbank environment, due to avulsion of the main channel. 97
- 24 Northermost part (5) of the interpreted photomosaic of the site 5 (see Fig.20). The presence of 3.5 m thick of flood-plain deposits overlain by a 2 m thick deposits of Eolian Dunes corroborates the onset of deposition of an overbank environment, as the main channel deposits shifted away by avulsion processes. Columnar sections illustrates the transition of each interpreted facies at the site 5. The flood-plain basal surfaces shows the presence of three fluvial bars intercalated with three overbank environments. 98

- 25 Interpreted photomosaic (site 49, see Fig. 20) showing a succession of Downstream Accretion Bar (AE2) and its intercalation with Eolian Dunes (AE4), which is bounded at the bottom by an eolian reworking surface – 7 and on top by channel-base surface – 6, which defines the interval of deposition between the next AE2 on top. Paleocurrent reveals two components, one to southwest and other to southeast, while paleowinds points to southwest. 99
- 26 (A) Interpreted photomosaic (site 4, see Fig. 20) of a 12 m thick abandoned channel (AE6 - center) bounded at the bottom by a channel-base surface – 6 which separates it from the underlying fluvial accretion bars (AE2). Measurements on tabular cross stratification points two mean vectors, one southwards and other to the southwest. (B) Columnar sections show the internal arrangement of facies of AE2 and AE6. Note the difference of coarser facies of the AE2 (pebbly sandstones with cross stratification, convolute bedding) and the presence of few tabular cross stratification, whereas the number of sets of climbing ripples, laminated mudstones and sandy mudstones are much greater in the AE6. The person for scale is 1.65 tall. The picture on the left shows the internal arrangement of the coarser sand-bodies over mudstone deposits. 101
- 27 Facies from Floodplain Fines (A – Heterolythic lamination, B – Sandy siltstones with convolute lamination overlain by a mudstone with 0.1m thick, C – Detail of root mark on mudstone deposit), Abandoned Channels (D - Massive and fine-grained sandstones with small-scale tabular cross-stratification interbedded with a siltstone lense, E – Current ripples, paleoflow from right to left, F – Wave ripples on plan view) and Crevasse Splay elements (G - 0.15 m thick tabular cross stratification, H – Trough cross stratification. 102

- 28 Interpreted photomosaic (site 6, see Fig. 20) of the crevasse splay wedge (AE7) over flood-plain deposits (AE5) indicating a paleoflow towards south (left). The crevasse splay deposit is bounded at the bottom by an irregular floodplain basal surface (8) dipping south. The person for scale is 1.75 m tall. The systematic abrupt superimposition of floodplain fines and Eolian dunes over Unit Bars with large-scale cross-bedding formed in the deep parts of channels (Fig. 23 – Part 4) is interpreted as the result of higher bank surfaces than those due to bar-top erosion, possibly related to channel avulsion (e.g. Jones Haje, 2007). This suggests that the deposition of floodplain fines are not necessarily related to the accretion of smaller-scale bedforms that migrated over larger host bedforms and were preserved in the form of bar-top deposits in the sense of Best et al. (2006). Additionally, the onlap pattern, which indicates the erosion of the previously deposited bar succession, later overlain by flood-plain fines in the opposite angle of migration against the floodplain basal surface (Figs. 23, 24, 30) is more consistent with the avulsion of the main channel, which would create an isolated environment, more susceptible to the preservation of mud and sandy-silt particles deposits than at the bar top. 106
- 29 Part one of two interpreted photomosaics (see Fig. 30). (1) From the bottom to the top the first level of the outcrop is composed of a 5 m thick fluvial unit bars (AE1) superimposed on downstream accretion bars (AE2) that migrates southwards and are bounded by pebble lags interpreted here as bar increment surfaces – 4. The top-right sets become thinner, but turns laterally (southwards) into more than 1 m thick set with a convolute aspect which are, in turn, eroded by channel-base surface – 6 interpreted as a minor-channel in a bar top environment. The topmost level is composed by fluvial conglomerates and pebbly sandstones of the Marizal Formation. 107
- 30 (1) The interpretation of the photomosaic illustrates the variability of environments, from channel-bars, flood-plain (middle) to eolian dunes at the top. The geometry and facies analyses suggests the partial sub-aerial exposition of the floodplain recorded by the presence of sandy silt with mudclasts on the top of AE5, separated by a clearly erosive channel-base surface. The surface marks the return of the channel environment with the deposition of large dunes further reworked by wind at the bar top. 108
- 31 Geological map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) Rift and its adjacent basement rocks, highlighting the sampled outcrops of the São Sebastião and Marizal formations. Figure modified from Magnavita (1996), Barbosa and Sabaté (2004) and Gava et al. (1983). 115

32	General view of accretion bars of the São Sebastião Formation at the Central Tucano Basin.	117
33	General view of a small outcrop of the Marizal Formation at the eastern border of the Central Tucano Basin	117
34	Outcrops from the alluvial fans at the eastern margin of the basin (A) General view of the conglomerate; (B) Detail of clast imbrication with a GPS device as scale; (C) Stratified sandstones with conglomerate on top left.	118
35	Amount of lithotypes classes on each counting site of the São Sebastião Formation.	121
36	Amount of grouped lithotypes in the alluvial fans, São Sebastião and Marizal formations.	122
37	Comparison between the percentage of resistant to weathering clasts counted from the São Sebastião Formation at the center and near the border of the basin.	123
38	Stratigraphic distribution of resistant to weathering clasts in the São Sebastião Formation.	123
39	Paleocurrents from the São Sebastião Formation in the Tucano basin (number of measurements is above each diagram). White and black rose diagrams represent, respectively, eolian and fluvial deposits.	124
40	Frequency of lithotype classes on each analyzed site of the alluvial fan deposits and the Marizal Formation.	125
41	Results of Principal Component Analysis of pebbles and cobbles from the Marizal Formation and the alluvial fan deposits. (A) Score plot separating the sites in two groups, highlighted by white and gray boxes. (B) Loading plot showing the lithotypes which are significant to each group.	126
42	(A) Geological sketch map showing probable source areas for the Marizal Formation and the alluvial fan deposits. Position of counting sites are depicted, with symbols representing the different interpreted depositional environments and dominant sources: (white circles) fluvial deposits with distal provenance from the north, (black circles) fluvial deposits with local provenance from the east, (black squares) alluvial deposits with local provenance from the east. (B) Bar plot obtained by the sum of the total amount of sedimentary, metasedimentary and acid volcanic clasts for each site, showing the clear distinction between each of the three groups.	127
43	Paleocurrents from the Marizal Formation in the Tucano Basin (number of measurements is above each diagram). Gray and black rose diagrams represent, respectively, eolian and fluvial deposits.	128

- 44 Differences between São Sebastião Formation (A) and Marizal Formation (B) deformed beds. (A) Convolute bedding (highlighted by inclined white arrows) within 3.5 meter thick cross-bedded sandstones in the São Sebastião Formation. Vertical arrow on the right shows 1.75 meter tall person for scale; (B) Overturned cross-strata on 0.5 meter thick medium to coarse grained sandstone beds of the Marizal Formation. 130
- 45 (A) Tectonic deformation (normal fault) affecting the Marizal Formation at the Northern Tucano Basin. (B) Zoom of the square on the left. 131
- 46 Block diagram depicting the proposed model for the abrupt change in maturity of pebbles between the São Sebastião (A) and the Marizal Formations (B) in the Tucano Basin. A- During the main rift phase (Neocomian to Barremian), Paleozoic and older Mesozoic successions rich in vein quartz and quartzite cover large areas of the rift shoulders, feeding the basin with mature clasts. B- Later activation (during the Aptian) of the basin border faults after the erosional retreat of the scarps of Paleozoic and Mesozoic successions leads to the exhumation of the Precambrian crystalline basement between the basin and the Phanerozoic sources, leading to a change in the composition of the pebbles and cobbles in the basin. 133
- 47 A-Geral do elemento de dunas eólicas, B-Detalhe da fácies de arenito eólico, C-Geral do elemento AE2, D-Arenito seixoso com cruzada tabular, E-Detalhe da cruzada tabular, F-Segregação granulométrica do foreset, G- Arenito fino com cruzada sigmoidal, H-Detalhe de estratificação cruzada composta.
- 48 A- Estratificação cruzada overturned acima do martelo, fluxo para esquerda, B-Superposição de arenitos com estratificação cruzada composta acanalada, C-Arenito seixoso com cruzada tabular preservando lag de seixos, D-Conglomerado com imbricação incipiente, E-Seta mostra elemento AE2 limitado no topo por superfície de superposição de duna grande, F-Arenito com cruzadas compostas, G-Arenito com cruzada tabular com intraclastos de pelito, H-Detalhe dos intraclastos da foto ao lado.
- 49 A-Detalhe de cruzadas compostas, B- Detalhe de arenito médio com cruzada acanalada, C-Setas grandes mostram foresets do elemento AE2, setas pequenas identificam as cruzadas compostas internas, D-Arenito com cruzada convoluta, E-Detalhe do elemento AE1 com 1,80 m de espessura, F-Detalhe do elemento AE1 com 2 m de espessura, G-Setas pequenas mostram superposição entre AE1 e AE2, H-Detalhe da contagem de clastos
- 50 Superposição entre Barras de acréscimo (em branco) e Dunas grandes compostas e barras unitárias (em cinza) destacando superfícies de superposição entre elas e superfícies de reativação menores internas.

- 51 Continuação para esquerda do mosaico anterior, com destaque para a presença do elemento de topo de barra com presença de intraclastos erodidos em dois intervalos diferentes, um do topo de AE1 e outro do topo de AE2.
- 52 Continuação mais a esquerda do mosaico anterior mostrando persistência lateral das barras de acréscimo e dunas de acréscimo se tornando mais espessas para o topo.
- 53 Destaque para Barras unitárias passando lateralmente para esquerda para Dunas compostas com até 2 m de espessura, que sobrepõe barras de acréscimo à jusante.
- 54 Detalhe das Dunas grandes compostas mostrado no canto esquerdo do mosaico anterior. Destaque para várias superfícies de reativação internas da duna logo sobrepostas por dunas maiores com mais de 1,5 m.
- 55 Detalhe da maior complexidade interna associada as barras unitárias ou dunas grandes compostas (EA1) do que apresentada pelas Barras de acréscimo à jusante, embora ambas tenham paleocorrentes muito semelhantes.
- 56 Continuação para esquerda do mosaico anterior ilustrando a passagem de Dunas grandes compostas para Barras unitárias
- 57 Parte do topo do mosaico anterior mostrando a transição entre o elemento EA1 e Dunas eólicas (EA4), o que sugere a importância deste último para o modelo de retrabalhamento de topos de barra pelo vento, observado com frequência em ambientes modernos
- 58 Vista geral de barras de acréscimo à jusante com incrementos internos, limitando séries de cruzadas compostas com poucas superfícies de reativação, diferentemente da complexidade apresentada pelas dunas compostas grandes acima (em cinza). . .
- 59 Detalhe das seções levantadas a partir do afloramento do mosaico anterior, destacando as superfícies de incremento, onde estão preservadas com frequência lags de seixos, possivelmente relacionados a perda de capacidade de transporte. . .

Lista de Tabelas

1	Description and interpretation of surfaces and associated geometries.	57
2	Description and interpretation of surfaces and associated geometries.	58
3	Summary of facies of the São Sebastião Formation	66
4	Summary of facies of the São Sebastião Formation	67
5	Description and interpretation of architectural elements of the São Sebastião Formation	71
6	Summary of the lithofacies of the São Sebastião Formation	89
7	Summary of the lithofacies of the São Sebastião Formation	90

8	Detail of each bounding surface and associated geometry recognized in the São Sebastião Formation.	93
9	Detail of each bounding surface and associated geometry recognized in the São Sebastião Formation.	94
10	Description and interpretation of architectural elements of the São Sebastião Formation near the Cícero Dantas low	104
11	Example of field data from one analyzed site of the Marizal Formation showing the lithotype, the length of two axes (x,y), the shape (rounded, sub-rounded, angular, sub-angular) of each clast and its respective area).	
12	Sum of the area of each lithotype per site and the total of each class for the alluvial fans, the Marizal and São Sebastião formations. Example of the Marizal Formation (yellow row). Zero entries (black cells) are substituted by sample error (last column).	
13	Percentage of clasts lithotypes with error input for each site. Yellow row detailing one example of the Marizal Formation.	
14	Percentage of clasts lithotypes with error input normalized for each site. Yellow row detailing one example of the Marizal Formation.	
15	Clasts lithotypes after centered log ration transformation for each site. Yellow row detailing one example of the Marizal Formation.	
16	Resumo estatístico das medidas de paleocorrente por afloramento da Formação Marizal	
17	Resumo estatístico das medidas de paleocorrente por afloramento da Formação São Sebastião	

1. Introdução

Durante a Era Mesozóica, a configuração dos blocos que constituíam a porção oeste do continente *Gondwana* foi gradativamente modificada por meio da atuação de esforços distensivos, que culminaram com sua ruptura durante o Cretáceo (Asmus, 1984). O processo de distensão permitiu a formação de crosta oceânica e a abertura da parte sul do atual oceano Atlântico, originando as placas Sulamericana e Africana, bem como suas bacias marginais (*e.g.* Potiguar, Sergipe-Alagoas, Campos, Santos). Ainda nesse período, a deformação distensiva entre os atuais Estados da Bahia e Pernambuco deu origem a bacias intra-continentais, com magmatismo muito restrito, por vezes, preservadas como riftes abortados. Neste contexto, os segmentos Norte e Central da Bacia do Tucano, localizados na região nordeste dos Estados da Bahia e oeste dos Estados de Pernambuco, Sergipe e Alagoas, representam a porção Central de um rifte abortado, denominado Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ).

Até o momento, pesquisas sobre a geologia estrutural (*e.g.* Milani & Davison, 1988; Magnavita *et al.*, 1994; Destro, 2002), análise estratigráfica de testemunhos de sondagem (Netto *et al.*, 1984) e modelagem matemática do Rifte RTJ e da Bacia marginal Sergipe-Alagoas (Karner *et al.*, 1992) voltadas à prospecção de petróleo em subsuperfície, levaram a modelos sobre a evolução do rifte em escala regional (Magnavita *et al.*, 1994).

Embora estas bacias sejam discutidas por vários autores (*e.g.* Ussami *et al.*, 1986; Castro Jr, 1987; Milani & Davison, 1988), que as interpretaram como parte do mesmo sistema de rifte, estudos sedimentológicos em escala de afloramento são ainda escassos (Gontijo, 1988; Feijó, 1994; Arienti, 1996), principalmente, nos segmentos Central e Norte da Bacia do Tucano. Em geral, as pesquisas na região abordaram descrições puramente litoestratigráficas, com enfoque nos aspectos texturais e sedimentológicos de cada unidade (Viana *et al.*, 1971; Netto & Oliveira, 1985; Castro Jr, 1987; Caixeta *et al.*, 1994), porém com menor frequência na interpretação de paleoambientes (*e.g.* Garcia, 1991). Publicações mais recentes mostraram a integração de novos dados de poços exploratórios e de estudos sísmicos (Magnavita *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2003, 2007), que corroboram em parte a estratigrafia e os sistemas deposicionais descritos anteriormente para estas sub-bacias.

Desta forma, para explorar a questão do desenvolvimento de sistemas deposicionais e do preenchimento sedimentar em bacias tipo rifte, pouco discutido sob o ponto de vista da arquitetura deposicional em escala de afloramento (*e.g.* Feijó, 1994; Arienti, 1996), foram realizados estudos de campo nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte, com foco na sedimentação aluvial da Formação São Sebastião e nos controles tectônicos atuantes

durante sua deposição e a da Formação Marizal sobrejacente.

Do ponto de vista dos modelos de evolução de sistemas fluviais em contextos tectonicamente ativos, as sucessões expostas nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte são de grande interesse, principalmente pela abundância de exposições com grande continuidade lateral. Desta forma, a presente tese parte de algumas questões principais:

- Há variações de estilos fluviais e da geometria deposicional entre áreas de maior e menor subsidência das Sub-Bacias Tucano Central e Norte?
- A arquitetura deposicional dos depósitos fluviais é influenciada pela Zona de Transferência do Vaza Barris nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte?
- Como evoluíram as áreas-fonte e as bacias de captação de drenagem durante o preenchimento da Bacia do Tucano entre o Neocomiano-Barremiano e o Aptiano?
- Qual a escala do sistema fluvial depositado nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte durante o Neocomiano-Barremiano?
- As ferramentas conceituais disponíveis para o estudo de arquitetura deposicional de sistemas fluviais em escala de afloramento são adequadas para a caracterização de rios de grande porte?

De forma a obter um aprofundamento nessas questões, a presente tese é estruturada em duas partes: (1) revisões teóricas e conceituais sobre os temas pertinentes, incluindo controles tectônicos sobre a sedimentação fluvial em bacias rifte, modelos prévios sobre tectônica e sedimentação no rifte RTJ; (2) resultados obtidos, organizados em três artigos.

- Artigo 1, “Distinguindo mesoformas grandes de macroformas na Formação São Sebastião (Eocretáceo, Nordeste do Brasil): Implicações para o reconhecimento de rios grandes a partir do registro sedimentar”.
- Artigo 2, “Barras fluviais e depósitos de planície de inundação próximos a uma área com taxas de subsidência elevadas (Neocomiano – Barremiano da Formação São Sebastião, Bacia do Tucano, Nordeste do Brasil)”.
- Artigo 3, “Mudança abrupta de maturidade e uma bacia rifte como consequência de atividade das falhas de borda da bacia: As formações São Sebastião e Marizal (Eocretáceo) da Bacia do Tucano (Nordeste do Brasil)”.

Os itens de discussão e conclusões, integram os resultados obtidos.

Por fim, é apresentado nos **Anexos** material suplementar do artigo 1, incluindo pranchas de fácies, fotomosaicos e seções colunares (Anexo 1), tabelas com o tratamento dos dados de proveniência (Anexo 2) e tabelas com dados de paleocorrente (Anexo 3).

2. Objetivos

Como forma de responder às questões propostas, a presente tese tem como objetivos:

- Caracterizar variações laterais de fácies e sistemas deposicionais e reconhecer os padrões de transporte e dispersão de sedimentos na transição entre as Sub-Bacias Tucano Norte e Central, com ênfase na caracterização dos arenitos da Formação São Sebastião;
- Interpretar os paleoambientes deposicionais da Formação São Sebastião nas Sub-Bacias do Tucano-Norte e Central e reconhecer possíveis controles tectônicos em sua evolução e distribuição;
- Estabelecer a evolução dos padrões de dispersão de sedimentos e interpretar sua relação com a evolução dos altos adjacentes à bacia em função de eventos de reativação tectônica ao longo da evolução do rifte;

3. Localização da área de estudo e principais formas de acesso

A área de estudo está localizada no nordeste do Estado da Bahia e tem como principais vias de acesso as rodovias BR-110 e BR-116, de orientação norte-sul que partem, respectivamente, dos municípios de Alagoinhas e Feira de Santana, próximos à região metropolitana de Salvador e continuam ao longo das margens leste e oeste da Bacia do Tucano. As principais áreas estudadas com afloramentos de depósitos fluviais, aqui referidos à Formação São Sebastião, estão localizadas em um trecho da BR-110, entre os municípios de Cícero Dantas e Jeremoabo, que corresponde a borda leste da Sub-Bacia Tucano Central, e ao longo do vale do Rio Vaza Barris e escarpas adjacentes dos rasos (planaltos) a sul e a norte. Os afloramentos ao longo do vale podem ser acessados pela BR-235, em sua maior parte não pavimentada, entre Canudos e Jeremoabo, e a partir de

4. Métodos

Dentre os objetivos propostos, a caracterização dos sistemas deposicionais e do paleoambiente pode ser conseguida a partir da análise de fácies, superfícies limitantes, elementos arquiteturais e da análise de paleocorrentes, métodos aplicados durante a atividade de campo.

Como forma de reconhecer padrões de dispersão e áreas-fonte que contribuíram para a conformação dos depósitos em estudo foram aplicados os métodos de análise de paleocorrentes e de proveniência macroscópica.

4.1. Análise de fácies, superfícies limitantes e elementos arquiteturais

O método de análise de fácies e suas associações foi descrito e fundamentado por vários autores como forma de interpretar diferentes ambientes deposicionais a partir do registro geológico (*e.g.* Miall, 1978; Reading, 1996; Walker, 1992; Miall, 2000; Collinson *et al.*, 2006; Walker, 2006) e baseia-se no reconhecimento e caracterização de rochas sedimentares com atributos individuais como composição, granulação e seleção granulométrica, estruturas sedimentares, geometria das camadas e conteúdo fossilífero. O conjunto destes atributos em um dado corpo de rocha caracteriza a fácies, que é considerada como produto de um ou mais processos deposicionais ou pós-deposicionais, interpretados com base em modelos sedimentológicos atualistas propostos na bibliografia (*e.g.* Walker, 1992, 2006).

Diferentes fácies descritas em afloramentos podem ser agrupadas em associações de fácies, levando-se em conta processos geneticamente relacionados que caracterizem o paleoambiente onde se formaram (*e.g.* Collinson, 1969) ou a posição das fácies dentro do preenchimento de dada forma geométrica recorrente, neste caso denominada de elemento arquitetural (Allen, 1983). Este procedimento permite reconhecer conjuntos de processos comparáveis aos modelos descritos na literatura especializada, auxiliando na interpretação do sistema deposicional e dos ambientes que o constituem.

O método de análise de fácies adotado na tese foi baseado nas propostas de Walker (1992), Reading (1996) e Miall (2000), e compreende o estudo e a interpretação de texturas, granulometrias, estruturas sedimentares e fósseis, sendo as associações de fácies consideradas na forma elementos arquiteturais em escalas de afloramento e de pequenas áreas da bacia.

As fácies foram determinadas em campo, através do levantamento de seções colunares

de detalhe, dentro das quais representam sua menor parte. Os intervalos que as separam foram denominados de superfícies limitantes ou limites, seguindo a proposta de Mountney (2006) do modelo de fácies eólico. A adaptação desta proposta para a interpretação de sistemas fluviais tem a vantagem de eliminar dependências entre superfícies limitantes ou elementos arquiteturais e escalas temporais, desconsideradas em trabalhos anteriores (*e.g.* Miall, 1996), o que facilitou interpretar a deposição de meso e macroformas geradas durante intervalos de tempo diferentes (*e.g.* Ashworth *et al.*, 2000).

Os elementos arquiteturais foram interpretados com base na comparação entre formas geométricas reconhecidas em campo e aquelas descritas para ambientes deposicionais fluviais (*e.g.* Allen, 1983; Miall, 1985; Bridge, 2006). Segundo Miall (1985) elemento arquitetural é definido 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 assembleia de fácies distinta, geometria interna, forma externa e, em alguns casos, variação vertical [de fácies]*”. Posteriormente outros autores interpretaram novos elementos (Cowan, 1991; Miall, 1996; Best *et al.*, 2006; Fielding, 2006), expandindo a descrição original de Miall (1985). A abordagem de elementos arquiteturais com ênfase na escala das barras seguiu o enfoque dado por Bridge (1993a, 2003, 2006).

Para a interpretação dos ambientes eólicos foi adotada a metodologia sintetizada por Mountney (2006).

Para aplicação dos métodos acima cada afloramento foi fotografado seguindo o procedimento de Miall (1996), no qual utiliza-se um nível de *zoom* fixo, tendo cada foto sido tirada de maneira ortogonal ao afloramento, com consecutivos deslocamentos laterais de forma a permitir a superposição parcial entre cada parte fotografada do afloramento. Com o auxílio do software *Hugin Panorama Creator* foi possível unir várias fotos de cada afloramento para montar os fotomosaicos. Em seguida, cada seção colunar foi disposta sobre o afloramento, o que permitiu estabelecer a relação entre superfícies limitantes adjacentes e detalhar as fácies que preenchem as formas geométricas reconhecidas de longe a partir da análise de elementos arquiteturais.

4.2. Análise de 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 e inferência de potenciais áreas que serviram como fonte de sedimentos.

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.

Na presente tese foram utilizadas preferencialmente 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) e Tucker (1989).

Foram analisados ao todo 30 afloramentos da Formação São Sebastião e 16 da Formação Marizal e 3 dos leques aluviais, distribuídos nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte, totalizando mais de 2.500 medições individuais, entre estratos cruzados e superfícies limitantes. A análise dos dados levou em consideração os elementos arquiteturais, com a representação das medidas em diagramas circulares de frequência, agrupando conjuntos de medidas em arcos com dispersão de 15°. Os parâmetros estatísticos como número de medidas, vetor médio por elemento / afloramento e intervalo de confiança estão dispostos ao lado dos diagramas circulares e foram obtidos através do programa *Openstereo* (Grohmann & Campanha, 2010). O resultado de cada diagrama é apresentado de três formas ao longo da tese: (1) como um conjunto de dados (rumo do mergulho e limites de séries) de uma associação de fácies reconhecida para cada afloramento, (2) como medidas individuais de rumo do mergulho e de limites de séries dispostas ao lado de cada intervalo onde foi medida em uma dada seção colunar, ou (3) como medidas do rumo do mergulho sobre o mapa geológico. O resumo estatístico dos dados estão nos **Anexos** da tese.

4.3. Análise de Proveniência Macroscópica

Os dados de proveniência foram coletados a partir das fácies de conglomerados e arenitos conglomeráticos. Os dados correspondem à identificação, registro da área e classificação de até 300 clastos (seixos e calhaus) analisados em cada sítio. A área de exposição de cada clasto foi obtida a partir da medição dos eixos maior e menor de cada clasto superior a 0,5 cm, portanto sendo excluídos os grãos que poderiam representar uma única fase mineral de rochas fontes com textura grossa, o que poderia resultar em uma informação não diagnóstica da rocha fonte. A abordagem da atribuição de valores de área a cada clasto foi escolhida como forma de evitar um possível viés que ocorre em função da dependência entre o tamanho do clasto e um determinado litotipo. Um exemplo disso é a presença de grande frequência de clastos de quartzo de veio, mas que no entanto não representam percentual equivalente em área, já que seu tamanho médio é muito pequeno. Diferentemente, a frequência de clastos de arenito é pequena, mas quando calculada em percentual de área torna-se bastante significativa. Uma outra forma de evitar tal efeito é o registro do volume do litotipo (*e.g.* Ibbeken & Schleyer, 1991; Dürr, 1996) que embora possa fornecer informação mais precisa sobre a proveniência, não pode ser obtida de forma prática em unidades litificadas.

As séries de dados composicionais de proveniência obtidos no campo apresentam, com frequência, valores iguais a zero, o que requer sua substituição para que seja possível a realização de análise estatística multivariada. Para tanto foi usado o método de substituição multiplicativa (Martín-Fernandez *et al.*, 2003) para cada sítio de contagem, como forma de preservar a estrutura de covariância dentro da série de dados que sofreu a substituição. Entretanto, ao invés de ser realizada a substituição dos valores nulos por um equivalente a 65 % do limite de detecção, conforme proposto por Martín-Fernandez *et al.* (2003) e Palarea-Albaladejo *et al.* (2007), estes foram substituídos pelo maior valor indistinguível de zero para o erro da amostra em cada sítio de contagem (Marconato *et al.*, 2010). Em seguida as séries de dados foram normalizadas e submetidas a transformação por razão logarítmica centrada (*Centered Log-Ratio*) definida por Pawlowsky-Glahn & Egozcue (2006), o que permitiu alterar as séries para intervalos de dados absolutos com a finalidade de realizar a análise estatística multivariada.

Os dados de proveniência foram obtidos a partir de 44 afloramentos somando mais de 10.000 clastos contados entre aqueles da sucessão Neocomiana-Barremiana (Formação São Sebastião) e Aptiana (Formação Marizal). Dentre aqueles da sucessão Aptiana, foram analisados 19 sítios distribuídos nas Sub-Bacias do Tucano Central e Norte. Dentre os

sítios que compreendem a sucessão Neocomiana-Barremiana, foram analisados 22, em sua maioria localizados na Zona de Transferência do Rio Vaza Barris (Figura 1). Além destes, foram analisados 3 sítios de depósitos de leques aluviais localizados na borda leste da Sub-Bacia do Tucano Central, que podem ser tanto laterais da Formação Marizal como da Formação São Sebastião.

Cada clasto foi classificado em campo de acordo com o litotipo, e em seguida agrupado a uma de cinco categorias, como forma de identificar as principais diferenças entre áreas fontes entre os sítios de contagem. Compõem estas categorias: rochas (1) plutônicas, (2) vulcânicas ácidas, (3) básicas e metabásicas, (4) metamórficas de baixo grau e (5) resistentes ao intemperismo, que compreendem quartzitos, quartzo de veio, *chert*, calcedônia, sillexito e quarto milonito. A análise estatística básica e a identificação de índices foram realizadas utilizando ambas classificações e seguem no item de resultados do artigo 3 e na forma de tabelas nos **Anexos**.

5. Revisão Bibliográfica

Neste item são apresentados conceitos e modelos presentes na bibliografia estudada, que serviram de base para as discussões sobre o tema da tese, divididos em seis tópicos: (1) *Controles tectônicos sobre a sedimentação de bacias rifte*, no qual são descritas as principais feições estruturais que podem modificar a dispersão sedimentar e a arquitetura de depósitos em bacias rifte; (2) *Controles tectônicos sobre a estratigrafia de bacias rifte*, em que são apresentados os estágios evolutivos destas bacias e como a tectônica de estágio controla o desenvolvimento de sistemas deposicionais; (3) *Controles tectônicos sobre sedimentação eólica*, no qual é abordada a influência da tectônica sobre a organização da arquitetura deposicional e formação de superfícies limitantes de sistemas eólicos; (4) *Controles climáticos sobre a sedimentação aluvial*, em que é feito um resumo da arquitetura deposicional e processos sedimentares gerados a partir de climas úmidos e áridos; (5) *Estruturação das bacias do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)*, no qual é contextualizada a área de estudo e são discutidos, de forma breve, modelos geométrico-evolutivos do rifte, que servem de base para compreensão dos diferentes padrões de preenchimento sedimentar durante a sua abertura; (6) *Estratigrafia e sedimentação nas bacias do rifte RTJ*, no qual é apresentada revisão das publicações que tratam das unidades das Bacias do Recôncavo, Tucano (sul, central e norte) e Jatobá, bem como é discutido o modo com que o avanço nas técnicas de investigação propiciou novas inferências paleoambientais sobre estas bacias.

5.1. Controles tectônicos sobre a sedimentação de bacias rifte

Estudos em bacias rifte modernas mostraram que os controles tectônicos podem ser responsáveis pelo padrão de dispersão sedimentar e consequentemente pela distribuição espacial e estratigráfica dos sistemas deposicionais (Prosser, 1993), posto que para cada conjunto de sistemas correlatos (trato tectônico de sistemas) pode ser reconhecido um padrão de sismofácies que o posiciona dentro de um estágio evolutivo específico da bacia. Da mesma forma o tipo de sistema deposicional desenvolvido na bacia depende do domínio geotectônico em que o rifte foi formado (*e.g.* Ingersoll, 1988; Miall, 1996), que pode variar desde contextos compressivos continentais (*e.g.* Lago Baikal); transtensivos relacionadas a falhas transformes (*e.g.* Mar morto); ou distensivos em regiões cratônicas, onde não ocorrem processos orogênicos (*e.g.* Leste da África).

Em bacias rifte os principais controles tectônicos sobre a sedimentação e a estratigrafia

são correlacionáveis com a existência de feições estruturais, entre as quais destacam-se: (1) zonas de transferência ou zonas de acomodação e (2) falhas de borda, que podem resultar em modificações nos padrões de drenagem, de dispersão sedimentar e na arquitetura deposicional.

Zonas de transferência correspondem a feições estruturais oblíquas ou transversais ao eixo maior do rifte, localizadas entre as terminações de falhas de borda normais de meio-grábens adjacentes e comumente preservadas na forma de altos topográficos, mas que segundo Lambiase & Bosworth (1995) tendem a ser erodidas ou soterradas ao longo da evolução do rifte. Para Morley *et al.* (1990) e Gawthorpe *et al.* (1994) estas zonas funcionam como atenuadores da deformação regional causada pela distensão, utilizando-se de falhas de transferência, oblíquas à elongação do rifte como forma de deslocar a posição de depocentros para o lado oposto da bacia. Além disso, podem aproveitar estruturas preexistentes do embasamento para sua formação (Versfelt & Rosendahl, 1989) que contribuem para o maior aporte sedimentar através de sistemas fluviais gerados a partir de drenagens laterais ao maior eixo do rifte (Morley *et al.*, 1990; Gawthorpe & Hurst, 1993; Lambiase & Bosworth, 1995).

Considerando os modelos atuais de zonas de transferência e de preenchimento de bacias rifte com meio-grábens opostos (*e.g.* Alexander & Leeder, 1987) espera-se variação da arquitetura deposicional em diferentes áreas da bacia. Esta pode ocorrer na forma de variação no registro de elementos de cinturões de canais e preservação de planícies de inundação em áreas com diferentes taxas de subsidência (Alexander & Leeder, 1987). Gawthorpe & Leeder (2000) corrobora a influência da assimetria estrutural sobre a distribuição dos ambientes deposicionais, que pode gerar sistemas fluviais predominantemente axiais ou transversais com desenvolvimento de leques aluviais. Segundo o autor, os padrões de rifte onde predominam rios tronco ou axiais favorecem a formação de cinturões de canais arenosos que podem atingir a largura da bacia, e que em geral apresentam significativa diferença faciológica em relação aos padrões de riftes com preenchimento transversal, onde são formados predominantemente lagos com sedimentação pelítica na porção central e leques aluviais com predomínio de seixos e matacões a partir das falhas de borda da bacia.

As zonas de transferência podem conter falhas menores, normalmente localizadas na porção central do rifte. Segundo Soreghan *et al.* (1999) estas falhas são uma forma de controle para a existência de sistemas fluviais paralelos ao alinhamento das bordas do rifte, enquanto que sistemas de dunas eólicas ocorrem intercalados e podem ser frequentemente retrabalhados. Ainda de acordo com estes autores a erosão e incisão de altos

estruturais causam a união de bacias, condicionando uma descarga axial, que é sensível às movimentações estruturais geradas na bacia pelas falhas de borda.

De forma semelhante Schumm (1993) e Schumm *et al.* (2000) mostraram que controles gerados por falhas e dobras internas à bacia podem influenciar o suprimento de água e sedimentos. Estes propõem que controles desta natureza podem promover variações na inclinação de vales, afetando diretamente a topografia local e indiretamente o padrão de preenchimento de canal através do aumento no nível de base e / ou de bifurcação de rios, por meio da captura de bacias de drenagem. Bridge (2006) corrobora a importância destes controles tectônicos, considerado como primários na definição da arquitetura do depósito, podendo afetar as taxas e de subsidência, assim como sua distribuição em área. Neste sentido é possível ocorrer abatimento de blocos que resultam no represamento de rios, propiciando o desenvolvimento de sistemas lacustres. Contudo, Miall (1996) supõe que a influência destes aspectos tectônicos em variações do estilo fluvial e da paleogeografia em bacias sedimentares é de uma maneira geral muito tênue. Publicações anteriores (*e.g.* Alexander & Leeder, 1987; Bridge, 1993a) consideraram que movimentos tectônicos internos à bacia podem promover variações morfológicas, que interferem diretamente no perfil longitudinal, nas características das barras e na migração lateral de canais. Bridge (2006) considera como efeitos diretos dos controles tectônicos a variação do gradiente de sistemas fluviais, que pode implicar no aumento de avulsões em áreas subsidentes, por exemplo, por basculamento (*tilting*), originando cinturões meandranes assimétricos, conforme apresentados por Alexander *et al.* (1994) (Figura 3).

No que diz respeito à influência de zonas de transferência sobre a evolução de diferentes estágios de bacias rifte, Gawthorpe & Hurst (1993) consideram que o aporte sedimentar pode perdurar até o início do estágio pós-rifte, desde que as falhas condicionantes estejam ativas.

Falhas de borda ou mestras são interpretadas como resposta direta da distensão do rifte, podendo ou não herdar a orientação da configuração estrutural do embasamento (Milani & Davison, 1988). Quando isto ocorre, como é o caso da região central do rifte RTJ, é possível considerar o modelo geométrico evolutivo de suas sub-bacias com base nestas estruturas (Magnavita, 1996). A presença dessas falhas implica no soerguimento lateral de ombreiras o que condiciona a existência de áreas com taxas de subsidência mais elevadas e maior geração de espaço de acomodação junto às margens do rifte, onde normalmente são formados depocentros, ao contrário do que ocorre em outras áreas onde são esperadas taxas de subsidência menores. O soerguimento das ombreiras, por sua vez, exerce influência

sobre a rede de drenagens e consequentemente sobre o padrão de distribuição sedimentar local, o que pode acarretar na existência de sistemas deposicionais diferentes em cada área da bacia. Além disso, sucessivas reativações podem modificar padrões de drenagem estabelecidos em diferentes estágios evolutivos do rifte, inclusive com mudanças bruscas de padrões endorreicos para predominantemente exorreicos e vice-versa.

Com o objetivo de demonstrar a influência da tectônica sobre os padrões de drenagem e a distribuição de sistemas deposicionais Leeder & Gawthorpe (1987) definiram quatro modelos deposicionais. Destes, cabe destacar os que condicionaram a existência de: (1) *drenagens endorreicas*, nas quais predominam sistemas de leques aluviais localizados nas margens, próximos às falhas de borda principal e da borda flexural, cujo aporte ocorre de maneira transversal ao eixo maior da bacia; e com (2) *de drenagens exorreicas*, nas quais são formados sistemas fluviais com transporte paralelo ao eixo principal e às falhas de borda onde a subsidência é mais intensa (Figura 2). De acordo com este trabalho e outros posteriores (*e.g.* Leeder & Jackson, 1993; Gawthorpe & Leeder, 2000), mudanças nas condições climáticas podem acarretar no desenvolvimento de sistemas lacustres profundos em áreas mais subsidentes da bacia, podendo ser sobrepostos por sistemas aluviais, o que levaria ao desenvolvimento de um padrão progradacional junto às bordas da bacia. Neste contexto áreas próximas as bordas concentrariam grande parte de sedimentos grossos, em reposta ao surgimento de leques aluviais.

Figura 2. Modelos deposicionais de bacia continental com drenagem exorreica (1) e drenagem endorreica (2). Figura modificada de Gawthorpe & Leeder (2000).

Para Miall (1996), depressões estruturais herdadas de estruturas anteriores podem condicionar frequentemente a implantação de grandes rios, que apresentam áreas de captação de drenagem por vezes além dos limites de uma placa, e que portanto podem exceder o contorno, por exemplo, de bacias rifte. Além disso, rios apresentam grande sensibilidade à mudanças tectônicas de grande escala, que podem causar mudanças ao longo de seu curso, através da captura de novas drenagens e abandono de outras. Como consequência disso, o produto sedimentar pode não refletir integralmente as características climáticas e tectônicas locais, ou seja, de sua porção localizada no baixo curso do rio, onde geralmente ocorre deposição. Neste caso é necessária a compreensão da paleoinclinação da bacia ou do vale para interpretar mudanças no sistema deposicional, que pode variar e gerar estilos fluviais de baixa ou alta sinuosidade, conforme observado por Ouchi (1985) através de modelos empíricos. De acordo com este autor, para que o canal apresente inclinação constante, sem que ocorra erosão ou deposição e o rio transporte toda sua carga sedimentar, o sistema fluvial deve obedecer as variações topográficas do perfil longitudinal. Para tanto, é necessário ou que a sinuosidade aumente na posição das cabeceiras do curso do rio ou diminua no médio e baixo curso, junto à planície aluvial. Como a sinuosidade é função direta da inclinação, que pode ser produto de controles tectônicos de escala regional, espera-se que haja aumento da quantidade de formas erosivas, de incisões do canal, do número de *cutoffs* e de características meandantes em trechos de declividade baixa. Em compensação, quando a sinuosidade é alta espera-se que haja maior deposição, o que pode resultar em um estilo com características de rios meandantes (Miall, 1996).

Outro aspecto relevante na sedimentação e na arquitetura de áreas próximas às bordas de bacias rifte é a dificuldade do reconhecimento de superfícies limitantes de sequências aluviais ou superfícies erosivas em escala de afloramento, normalmente marcadas pela presença de canais que avulsionam sobre a planície de inundação ou por paleossolos que, por vezes, se desenvolvem nos interflúvios (Miall & Arush, 2001). Isto por que, além de apresentar forte controle estrutural exercido durante a fase sin-rifte, que promove a rotação e inclinação de blocos, a reativação das falhas de borda pode colocar frequentemente superfícies diacrônicas em contato lateral (Miall, 1996). Outro efeito da reativação destas falhas pode ser sentido, em bacias de subsidência mecânica, na forma de um rápido incremento da taxa de subsidência, seguido por elevação do aporte, em decorrência do soerguimento e erosão de altos estruturais adjacentes. Segundo Blair & Bilodeau (1988) a resposta do registro sedimentar é a preservação de sucessões de pelitos sobrepostos por espessas cunhas clásticas, interpretadas como resultado tardio da atividade da falha.

Outros trabalhos que abordam a influência sobre padrões de drenagem, porém em sistemas fluviais holocênicos (*e.g.* Alexander *et al.*, 1994; Blair & McPherson, 1994; Peakall *et al.*, 2000) demonstraram que o encaixe axial e suas variações espaciais na bacia está condicionado pela deposição dos leques de borda que avançam em direção ao depocentro da bacia ou pelos diferentes padrões de subsidência que podem formar cinturões meandranes que migram no sentido das bordas como avulsões, resultantes de novos deslocamentos de falhas (Figura 3). Eventualmente o incremento nas taxas de subsidência pode produzir mais migrações laterais, desta vez, manifestadas na forma de *onlap* da planície de inundação (Miall, 1996). Riftes com características de meio-gráben, como por exemplo a *Newark Rift Basin*, podem apresentar falhas de borda somente de um lados, com mergulho de todas as camadas no mesmo sentido (Miall, 1996). Este tipo de geometria favorece a distribuição e preservação de leques aluviais que atingem o centro da bacia e deslocam sistemas fluviais axiais lateralmente, ao contrário do que ocorre no rifte do Leste Africano.

Figura 3. Exemplo de migração lateral do cinturão de canais no Rio Madison, induzida pela degradação do relevo à esquerda. Figura adaptada de Alexander *et al.* (1994).

Outra forma de controle tectônico, menos discutido na literatura, foi apresentado por Eliet & Gawthorpe (1995) e Seger & Alexander (1993), de acordo com o qual redes de drenagem preexistentes influenciariam o aporte sedimentar, por meio da manutenção de seu curso original, anterior ao riftamento, mesmo com a influência modificadora dos padrões de drenagem exercida pelo soerguimento das ombreiras. Entretanto, Gawthorpe *et al.* (1994) sustenta que uma rede de drenagem preexistente, combinada com as variações de rochas do embasamento, interagem como forte condicionante do aporte.

5.2. Controles tectônicos sobre a estratigrafia de bacias rifte

Prosser (1993) ressalta a importância do estabelecimento de modelos baseados no aspecto temporal, o que levou a autora a integrar esses modelos e definir quatro estágios de sedimentação da evolução deste tipo de bacia (Figura 4), cada uma compondo um trato de sistemas completo. A primeira fase (*rift initiation*) é interpretada pela autora como caracterizada por canais fluviais longitudinais, sem qualquer contribuição transversal nesta etapa, devido ao pequeno relevo estabelecido pelas falhas de borda. A presença de geometrias progradacionais é indicativa de um tipo de preenchimento no qual o espaço de acomodação foi todo ocupado por sedimentos a medida que a bacia subsidia. A segunda fase (*rift climax*) corresponde ao período em que há maior taxa de deslocamento de falhas, durante o qual a sedimentação é ultrapassada pela subsidência e ocorre o desenvolvimento de relevo mais pronunciado na porção externa às falhas de borda, seguido pelo aumento da granulação junto às bordas. A expressão sísmica desta fase é marcada por arquiteturas agradacionais e retrogradacionais representadas por estratos divergentes mergulhando contra a parede da falha de borda, e por pequenas montiformas. Ocorrem ainda sismofácies caóticas junto à falha, que marcam a presença de sistemas de leques aluviais ou depósitos de talus. A terceira fase (*immediate post-rift*) é marcada pela quiescência tectônica e recuo da escarpa de falha de borda, com diminuição da taxa de subsidência regional, que passa a ser controlada pelo resfriamento da litosfera. Isto diminui o potencial de geração de sistemas deposicionais lacustres ou marinhos nos depocentros da bacia, que do ponto de vista sedimentológico passa a ser marcado pela presença de uma sucessão granocrescente proveniente de fontes proximais. A quarta fase (*late post-rift*) congrega o aplainamento regional da topografia gerada a partir das falhas de borda, o que implicará em sistemas deposicionais com menor gradiente de transporte e deposição sobre as ombreiras.

Os modelos apresentados acima são válidos para bacias como, por exemplo, a do Mar Vermelho ou a do Mar do Norte, nas quais o espaço de acomodação supera a taxa de sedimentação, porém riftes continentais podem apresentar características distintas. Isto porque podem apresentar predomínio de sistemas aluviais (Almeida *et al.*, 2009) que por vezes, podem ser originados a partir da captura de grandes rios, em sua maioria com bacias de drenagem localizadas além dos limites da bacia, como interpretado por Garcia (1991) em seu modelo paleoambiental de sedimentação da fase pré-rifte e início da fase sin-rifte da bacia do RTJ. Neste sentido o volume de aporte estaria em equilíbrio com as altas taxas de geração de espaço de acomodação na bacia.

Dessa forma, bacias com grande aporte podem apresentar, no registro estratigráfico,

Figura 4. Distribuição dos estágios evolutivos interpretados por Prosser (1993) a partir de seções sísmicas de reflexão (acima). Abaixo blocos diagramas ilustrando a primeira (S2) e segunda fase (S3) do rifte com a distribuição temporal dos sistemas deposicionais em cada uma delas. Figura modificada de Prosser (1993).

a predominância de sistemas lacustres na base, logo sobrepostos por sistemas aluviais, intercalados com sistemas eólicos e, por vezes, incursões marinhas no topo.

5.3. Controles tectônicos sobre a sedimentação eólica

Os controles tectônicos sobre a sedimentação eólica e sua interpretação no registro sedimentar são pouco compreendidos. Isto pode ser atribuído à complexidade de resposta do sistema, em termos de aporte e preservação, a variações climáticas, eustáticas e tectônicas (*e.g.* Mountney, 2006).

Apesar disso, Fryberger (1993) interpreta como forma mais comum de entender possíveis variações do regime tectônico no registro sedimentar o reconhecimento de superfícies limitantes, em geral cimentadas, sobrepostas a depósitos de dunas eólicas. Segundo Kocurek (1988) a integração entre as superfícies e os depósitos regionais é tomada como a base para a inferência de sequências deposicionais eólicas (Figura 5, foto). Estas superfícies podem ser observáveis também em análogos modernos na forma de: (1) superfícies erodidas pela água ou pelo vento, (2) superfícies limitantes de formas de leito resultantes de processos primários de deposição, ou (3) superfícies resultantes de processos regionais associados com a estabilização e/ou migração de dunas. Esta última foi denominada por Kocurek (1988) e Kocurek & Havholm (1993) como *superbounding surfaces*, e interpretada como produto de eventos de caráter regional da bacia, cuja preservação está condicionada às variações do nível freático e de sua interação com o aporte sedimentar e a estabilização de dunas por meio do incremento de vegetação.

Em um trabalho mais recente, Kocurek *et al.* (2001) consideram que a interpretação do nível freático regional ou nível de base (Kocurek & Havholm, 1993) permite inferir o controle tectônico sobre as taxas de sedimentação e o tipo de acumulação da bacia (Figura 5, B). Isto por que é definida a profundidade na qual poderá ocorrer deflação e consequente formação de superfícies limitantes regionais. Neste sentido, quando o nível freático estiver raso, próximo à superfície poderá ocorrer a preservação do topo da sucessão de dunas eólicas subjacentes sobre as quais são formadas interdunas, constituídas por lagos efêmeros ou campos de dunas onde predominarão processos de deflação. Já quando o nível freático estiver mais profundo toda a sucessão disposta acima deste nível sofrerá deflação, com preservação somente do que estiver estratigraficamente abaixo. Entretanto, os mesmos autores ressaltam que outras hipóteses como ciclos climáticos onde há maior e menor umidade ou variações do nível do mar podem resultar em variações do nível freático regional e também em uma arquitetura deposicional semelhante (Figura 5, A e C). Isto implica

Figura 5. Esquema proposto por Kocurek *et al.* (2001) para o controle das variações do nível freático, influenciado pelo clima (A), pela tectônica (B) e por variações do nível do mar (C). A foto ilustra a identificação de superfícies de deflação limitada por séries de migração de dunas no registro Jurássico do Arizona. Figura adaptada de Kocurek *et al.* (2001).

em ambiguidade na interpretação de ciclos controlados exclusivamente por subsidência tectônica como principal atuante na sua preservação, sendo, portanto, atualmente aceita a combinação destas hipóteses como mecanismos de distribuição e preservação de sistemas eólicos (Mountney, 2006).

5.4. Controles climáticos sobre a sedimentação aluvial

Sistemas fluviais podem apresentar nas áreas de seu baixo curso onde predomina a sedimentação, características climáticas distintas daquelas presentes nas áreas-fonte (*e.g.* rios Bramaputra, Mekong, Amazonas, Nilo), o que dificulta interpretações paleoclimáticas baseadas no registro sedimentar aluvial. Em contrapartida, o clima local pode controlar as características de transporte e de sedimentação locais, relacionadas aos seus tributários próximos à bacia de drenagem.

Normalmente são considerados como atributos inequívocos para interpretações paleoclimáticas depósitos de origem química, como evaporitos, ou de origem bioquímica, como por exemplo, paleossolos e depósitos de turfa ou carvão. Já depósitos siliciclásticos, especialmente aqueles de origem fluvial, revelam pouco acerca das condições climáticas sin-deposicionais. Quando preservados, tais atributos estão relacionados à ocorrência de planícies de inundação, onde podem ocorrer assembleias faunísticas ou florísticas que

auxiliam na interpretação do paleoclima local, mas que não necessariamente apresentam caráter regional. Este pode ser interpretado a partir de outros elementos, como argilominerais detríticos, que podem refletir lixiviação de áreas à montante, variação de aporte sedimentar e grau de retrabalhamento.

Segundo Miall (1996), a distinção entre controles climáticos e controles tectônicos é sujeita a ambiguidades quando se trata do registro antigo de sistemas deposicionais fluviais. A variação de granulometria e do espaço de acomodação, por exemplo, podem ser interpretados tanto do ponto de vista tectônico, através de períodos de maior atividade tectônica, seguido por períodos de quiescência, como resultado de mudança climática. Trabalhos com sistemas deposicionais modernos, como os de Jones (1977) e Frakes (1979), apontam que dois atributos principais do clima podem influenciar na sedimentação: a temperatura e o regime de chuvas. Estes por sua vez, condicionam a existência de diferentes padrões de descarga fluvial na bacia: (1) rios perenes, com canais simples ou múltiplos, quando associados a climas tropicais úmidos, sub-equatoriais, ou influenciados por monções, cada qual diferenciado por variações na frequência e no período de descarga, e (2) rios efêmeros, nos quais predominam canais entrelaçados e enchentes em lençol, quando associados a planícies aluviais áridas ou semi-áridas. De acordo com North & Taylor (1996) este estilo de canal é produzido por enchentes efêmeras com pequena razão entre as taxas de precipitação e de evaporação somada a transpiração das plantas.

Com o intuito de classificar os ambientes fluviais de acordo com aspectos climáticos, Miall (1996) propôs o zoneamento do registro sedimentar em cinco categorias, desde rios de climas áridos (*hot arid, arid*), úmidos, até glaciais (*boreal paraglacial*). Estas categorias apresentam poucas diferenças entre si, o que a torna passível de ambiguidades e de difícil aplicação na interpretação do registro, pois os elementos que compõem os controles de depósitos arenosos relacionados a correntes fluviais dependem da quantidade e da variabilidade de descarga sedimentar, da natureza da carga e da quantidade de vegetação nas margens do canal, todos de difícil quantificação a partir registro. Em contrapartida, a ocorrência de um número maior de tributários à jusante em regiões de clima úmido modernas, por exemplo, reflete-se em um padrão de fluxo perene, enquanto que climas áridos apresentam em suas porções distais características de fluxo efêmero devido à perda de vazão por infiltração e evaporação (North & Taylor, 1996; Tooth, 2000). Portanto, mesmo com a interpretação do paleofluxo a partir do registro, é muito difícil diferenciar entre o que pode ser um condicionante climático interno ou externo à bacia.

Outro aspecto importante a ser considerado a partir do registro é como os controles

climáticos refletem-se no desenvolvimento de diferentes estilos de canal. A esse respeito pode-se afirmar que os quatro tipos principais identificados em sistemas aluviais modernos (entrelaçado, meandrante, anastomosado, retilíneo) estão presentes em todos os climas. Este é um dos principais argumentos de Bridge (1993b) e Bridge (2006) em sua crítica aos modelos de fácies para a interpretação do registro de sistemas fluviais meandrantos e entrelaçados. Em trabalhos como o de Schumm (1985), foi demonstrado que a redução da sazonalidade climática, que altera a descarga e a quantidade de sedimentos, pode produzir modificações no padrão de canal, que mudam de predominantemente entrelaçado para meandrante e vice-versa. Posteriormente, Schumm *et al.* (2000) apontaram que a sazonalidade climática tem forte influência sobre o padrão de canal, podendo condicionar enchentes de alta velocidade que promovem a rápida erosão das margens e a construção de macroformas. O próprio modelo de fácies para interpretação do registro fluvial publicado em Walker (1992) e por Miall (1978, 1996), amplamente utilizado, é baseado em sistemas aluviais, como por exemplo, do Rio Saskatchewan, que tem alta variabilidade de sua carga sedimentar ao longo do percurso e varia de estilos de canal entrelaçado à montante para meandrante à jusante, embora neste exemplo possam ser incluídos fatores como inclinação do vale e da planície como controles da mudança de estilo. Para Bridge (2006), entretanto, a variabilidade da descarga não é um fator preponderante nas variações do estilo, pois diferentes padrões de canal podem ser gerados em escala de laboratório sob vazões constantes, com alguma ressalva de sua influência sobre a geometria quando a inclinação do vale também é considerada (Figura 6). Em relação ao aumento do aporte e da variabilidade granulométrica como função do aumento da sinuosidade e diminuição do entrelaçamento do canal, Bridge (2006) considera a hipótese pouco provável, posto que a regra é pouco válida em rios modernos. Exemplos modernos que contrariam a hipótese são identificados nos rios Bramaputra, Amarelo e Platte, que transportam predominantemente areia e silte ao longo de canais entrelaçados, enquanto que granulometrias mais grossas são transportadas em canais sinuosos como os dos rios Yukon e Madison.

O padrão de canais de rios grandes ao longo da bacia de drenagem é variável e pode assumir estilos distintos de acordo com o clima, conforme observado em ambientes modernos (*e.g.* Miall, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Bridge, 2006). Contudo, determinar o modo com que climas áridos e semi-áridos interferem nos padrões de canal e modificam a arquitetura deposicional a partir do registro é muito complexo. Isto ocorre, em parte, por que as características descritas em análogos modernos de rios efêmeros, condicionados por climas áridos e semi-áridos, não foram incorporadas aos modelos de fácies, estabelecidos

para regiões úmidas.

Figura 6. Gráfico modificado de Bridge (2006), ilustrando a influência de controles tectônicos (inclinação do vale) e climáticos (descarga sedimentar) sobre o desenvolvimento de padrões de canal.

Análogos modernos de sistemas fluviais efêmeros ocorrem em regiões fortemente influenciadas pela continentalidade, como o deserto do centro australiano, onde o clima é muito árido (Tooth, 2000). A influência deste tipo de clima sobre os padrões de canal e processos sedimentares é muito diferente daquela exercida sobre climas úmidos. Publicações a este respeito mostraram que em sistemas fluviais efêmeros predominam correntes em regime de fluxo superior em ambientes desconfiados (não canalizados) (*e.g.* McKee *et al.*, 1967; Miall, 1978; Tunbridge, 1981, 1984; Tooth, 2000; Fielding, 2006), ou com elevada razão “largura / espessura” (Fisher *et al.*, 2007), enquanto que os modelos de climas úmidos (*e.g.* Bridge, 2006; Reesink & Bridge, 2009) sugerem a coexistência de regimes de fluxo inferior e superior. Assim, fluxo subcrítico ocorre dentro de canais onde se desenvolvem com frequência dunas grandes compostas ou barras unitárias, geradas, respectivamente, a partir da superposição de séries de dunas menores e da migração de trens de dunas grandes que transicionam para formas compostas, enquanto fluxo supercrítico ocorre em áreas sazonalmente emersas de barras, sobre as quais predominam formas de leito plano e antidunas.

North & Taylor (1996) e Fisher *et al.* (2007) discutiram de que forma variações climáticas podem modificar a arquitetura de depósitos sedimentares. Estes autores utilizaram a razão (Largura / espessura) como referência para interpretação de estilos

fluviais com razões equivalentes a de análogos de rios efêmeros atuais. Para Miall (1996), entretanto, é possível o desenvolvimento de canais profundos originados a partir de sucessivas enchentes efêmeras, em geral, em áreas de confluência de tributários, onde pode ocorrer o elemento arquitetural *Scour hollow*. Segundo este autor a soma desta evidência com a sucessão de elementos de canal (CH), gretas de contração e brechas de intraclastos podem indicar a presença de *flash floods*. Em razão disso, destaca que a simples interpretação de elementos como barras de acréscimo lateral e / ou à jusante e de elementos de canal pode não reunir informações suficientes e conclusivas de um sistema fluvial gerado a partir de correntes perenes.

Outros trabalhos dedicados à interpretação de sistemas deposicionais efêmeros antigos (Tunbridge, 1981, 1984) destacam algumas características diagnósticas (litológicas e geométricas em escala de afloramento) que podem auxiliar na interpretação de depósitos dessa natureza. Dentre elas, a presença corpos de arenito tabulares e conglomerados lenticulares com grande razão largura / espessura, frequentemente associados a depósitos de intraclastos de pelitos.

Em outra publicação sobre o tema North & Taylor (1996) descrevem um modelo de geometria deposicional e de fácies sedimentares para depósitos com estas características, baseado no exemplo de rios efêmeros antigos da Fm. Kayenta (centro-oeste dos EUA). Estes reconheceram para a unidade uma relação importante entre espessura e largura que pode ser utilizada como forma de interpretar depósitos sedimentares antigos. Além disso, é reconhecida a proporção de cada uma das fácies, sendo que as fácies interpretadas como produto de regime de fluxo superior são predominantes. Outra característica marcante é a base plana a localmente irregular dos fundos de canal, com margens pouco definidas e elevada razão (Largura / espessura) >15:1. Internamente predominam fácies com laminação plano-paralela, decorrentes de fluxos em regime de fluxo superior, indicando frequente ocorrência de depósitos de enchentes rápidas e de elevada descarga.

Para Miall (1996) o produto sedimentar de rios efêmeros de clima árido deve apresentar indícios de: (1) Várias superfícies de escavação interna; (2) abundância das fácies de arenitos com laminação plano-paralela, de arenitos com laminação cruzada de baixo ângulo; (3) presença de filmes de lama (*mud drapes*) associados a superfícies de 2ª e 3ª ordem; (4) Cunhas e laminações de origem eólica podem ocorrer associadas a superfícies limitantes; (5) arquitetura de arenitos na forma de lençol. Segundo o autor, os corpos arenosos podem não ser muito diferentes daqueles descritos em rios perenes, caracterizados por mecanismos de acréscimo lateral e pela presença de planícies de inundação, esta última marcada pela

presença de lençóis de arenitos e pelitos.

Entretanto, para Collinson (1996) o registro de rios efêmeros pode apresentar sucessões granodecrescentes, interpretadas como decorrentes do preenchimento de canais com posterior raseamento, deslocamento de canais ou somente como produto da diminuição de intensidade da corrente. Este autor sugere também como evidência deste tipo de rio *mud cracks*, indicando exposição sub-aérea do sistema, por vezes, retrabalhadas por novos fluxos, daí a presença de intraclastos de pelito associado às fácies arenosas. Podem ocorrer ainda intercalações de paleossolos ou de sistemas eólicos em períodos em que o sistema fluvial tenha secado ou migrado. Segundo o autor, em afloramentos onde não são observadas espessuras superiores a 2 m pode ser difícil a distinção entre depósitos de canal e de enchentes em lençol.

Trabalhos mais recentes propõem o uso de um modelo de fácies baseado na interpretação de rios efêmeros de regiões sub-úmidas dos trópicos e sub-trópicos (Fielding, 2006). Segundo este autor, as características do canal neste tipo de ambiente são definidas pela: (1) presença de depósitos arenosos na base frequentemente erodidos associado a *mud partings* descontínuos (2) presença de lentes de cascalho; (3) variação lateral de fácies abrupta; (4) presença de elementos de acréscimo lateral da barra em pontal não são bem definidos; (5) razão entre largura e espessura superior àquela descrita para sistemas de climas áridos, (6) maior complexidade arquitetural; (7) abundância de estruturas sedimentares formadas na transição entre as formas de leito de dunas e de laminação plano-paralela geradas sob regime de fluxo superior.

Todos os autores citados acima constatarem problemas em utilizar rios de climas áridos como indicadores de períodos com variação climática de pequena escala; como exemplo, ressaltam a dificuldade para preservar, no registro, sistemas fluviais de climas áridos, dada a inatividade de rios, o que favoreceria a preservação de fácies eólicas em detrimento de fácies fluviais. Estes ainda ressaltam que devido à baixa taxa de sedimentação neste tipo de sistema, tem-se pouca preservação sedimentar, que é normalmente registrada na forma de enchentes de rara ocorrência, com frequências de difícil determinação. Isto é, o potencial de preservação de variações climáticas de curta duração é muito pequeno ou praticamente nulo.

5.5. Estruturação das bacias do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)

O rifte abortado do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) tem comprimento e larguras máximas, respectivamente, de 545 km e 227 km e está localizado a nordeste do Estado da Bahia e em parte dos Estados de Sergipe, Pernambuco e Alagoas. Sua área perfaz um contorno com orientação aproximadamente N-S, delimitado à oeste da Província Costeira, dentro dos limites da Província Borborema e do Cráton do São Francisco (Almeida *et al.*, 1977), que constituem as rochas do embasamento (Figura 7).

Figura 7. Localização do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) e da distribuição dos depósitos sedimentares pré, sin e pós-rifte, modificado de Magnavita (1996)

O modelo geométrico evolutivo atualmente aceito para o rifte é o de Magnavita *et al.* (1994) e Magnavita *et al.* (2003) que corroboram a proposição original de Ponte & Asmus (1978), interpretando semi-grábens que formam, em lados opostos da bacia, uma borda de falha principal, onde se encontram os depocentros com até 16 km de profundidade, e uma borda flexural, representada por rampas suaves ou monoclinais que mergulham no sentido da borda falhada, geralmente com pequeno rejeito ou diretamente sobre o embasamento. Para Milani & Davison (1988), a base do controle estrutural que define a geometria final do rifte está nos dados de foliação das rochas, falhas e de zonas de cisalhamento rúpteis do embasamento. Estas que são em sua maioria falhas lítricas, quando observadas em seção transversal, podendo estar relacionadas com a movimentação de blocos limitados por falhas antitéticas ou sintéticas, paralelas às estruturas do embasamento, com exceção da falha de Adustina que delimita a borda leste do segmento Tucano central (Figura 8).

A área do rifte pode ser dividida em três segmentos, de acordo com falhas de transferência ou zonas de acomodação, denominados de Bacias do Recôncavo, com orientação média NE-SW, Tucano, com orientação N-S e Jatobá, com orientação estrutural NE-SW, esta última localizada em sua porção mais setentrional. Estes limites são aproximadamente coincidentes, ao menos nas Bacias do Tucano e Jatobá, com o padrão hidrológico regional atual, bem marcado pelos vales dos rios São Francisco ao norte e Vaza Barris e Itapicuru ao sul (Figura 7), sendo a primeira sub-dividida nas Sub-Bacias Tucano Sul, Central e Norte. Cada uma destas bacias registra estilos de preenchimento sedimentar distintos dentro de um contexto de rifte abortado. Isto por que seu contorno, delimitado tanto por dados de anomalia gravimétrica (Ussami *et al.*, 1986) como por trabalhos de geologia estrutural (Milani & Davison, 1988; Magnavita *et al.*, 1994; Destro, 2002), segue de uma maneira geral a orientação de estruturas anteriores, herdadas dos blocos que compõem o embasamento.

A Bacia do Recôncavo compreende a porção meridional do rifte e abrange aproximadamente 11.500 km² de área. É limitada a norte pelo Alto de Aporá, que a separa da Bacia do Tucano, pelo sistema de falhas da Barra ao sul, pela falha de Maragogipe à oeste e pela falha de Salvador à leste (Figura 8). Silva *et al.* (2007) descrevem a bacia com uma geometria de meio gráben, com localização da falha de borda à leste, através da qual estão condicionados blocos de abatimento com rejeito normal de direção N30E e falhas de transferência que, segundo Destro (2002), funcionaram como atenuantes das taxas de distensão elevadas ao longo da evolução da bacia. Nesta bacia é marcante o paralelismo entre a orientação das falhas principais de borda e as estruturas

do Cinturão Itabuna Salvador Curaçá, o que é interpretado por Magnavita (1996) como forte condicionante para o estabelecimento da direção principal de abertura desta bacia.

À leste do Recôncavo ocorrem gnaisses granulíticos de idade proterozóica, com foliação concordante às falhas normais (N30E) e mergulho forte do bandamento gnaissico para NW. O alto de Aporá é constituído principalmente por gnaisses anfibolíticos com foliação média concordante com zonas de cisalhamento de alto ângulo que atingem até 1km de largura, também de orientação paralela às falhas normais. Já o embasamento situado à oeste do Recôncavo apresenta rochas granulíticas com direção média da foliação N30W e mergulho forte para SW. Ainda a oeste da sub-bacia do Tucano ocorrem rochas que compõem o terreno granito-greenstone de Serrinha, próximo à cidade homônima e ao município de Euclides da Cunha.

A Bacia do Tucano está localizada integralmente no Estado da Bahia e perfaz uma área de 30.500 km², sendo dividida em Sub-Bacias do Tucano Norte, Central e Sul. As sub-bacias Tucano Sul e Central são limitadas pela zona de acomodação do Rio Itapicuru, e fortemente condicionadas por estruturas do embasamento da Faixa Sergipana, que conferem a orientação NE-SW da borda leste da bacia (Chemale Junior *et al.*, 1994). Já os segmentos central e norte são limitados pela zona de acomodação ou arco do Rio Vaza Barris, de orientação NW-SE e com rotação de blocos para NE-SW e N-S (Figura 8). Esta última é interpretada por Magnavita (1996) como um alto estrutural (antiforme) resultante da competição por espaço, em sub-superfície, entre falhas de borda situadas em margens opostas, uma à oeste da sub-bacia do Tucano norte, junto à falha de São Saeté, e outra à leste da sub-bacia do Tucano central, junto às falhas de Inhambupe e Adustina (Figura 8). Das falhas mencionadas é importante destacar que a de São Saeté apresenta orientação N-S, portanto oblíqua à orientação em superfície da foliação das rochas que compõem o embasamento, o que levou Magnavita (1996) a duas hipóteses: (1) mudança da estruturação do embasamento em subsuperfície ou (2) reativação de superfícies transpressionais, por exemplo, com orientação contrária.

A área mais ao norte do rifte corresponde à Bacia do Jatobá, que apresenta uma geometria com orientação NE – SW, de 155 km de comprimento por 55 km de largura, totalizando 5600 km². A estrutura geral da bacia é a que apresenta de forma mais clara seu limite controlado por estruturas do embasamento, neste caso o Lineamento de Pernambuco ao norte da bacia, no qual estão instaladas algumas zonas de cisalhamento de idade neoproterozoica, como por exemplo, a Falha de Ibimirim ou a Falha do Rio São Francisco, que condiciona o atual curso do rio à oeste, e por estruturas da Faixa Sergipana

Figura 8. (A) Controles estruturais do rifte RTJ, do embasamento adjacente e (B) modelo geométrico cinemático, adaptados de Magnavita et al. (2003)

à leste. De acordo com Peraro (1998) a bacia é composta por blocos abatidos na forma de meio-grábens, para NW, com predomínio de um regime tectônico transtrativo que teria condicionado a direção principal E-W das falhas de borda.

No que diz respeito à direção de abertura do rifte, Milani & Davison (1988) interpretam que as falhas de transferência marcam sua direção média NW-SE e são obliquas às falhas de borda normais de Adustina e São Saité (Figura 8), tendo um papel fundamental na acomodação de esforços decorrentes da distensão crustal de mesma direção. Estas falhas separam a Bacia do Tucano nos três segmentos já mencionados, sendo que nas falhas de Vaza Barris e Itapicuru o esforço principal é transpressivo, enquanto que na falha de Matacatu este é transtensivo. Já para Cohen (1985), as falhas normais (N30E) que predominam nas 3 sub-bacias seriam falhas transcorrentes com componentes de mergulho de alto ângulo, sugerindo que a direção de abertura teria sido E-W.

O modelo defendido por Milani & Davison (1988) coloca parte dos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas como uma microplaca de geometria triangular, que teria sofrido rotação anti-horária. Já o modelo apresentado por Ussami *et al.* (1986), sugere como mecanismo principal de formação das bacias *onshore* e *offshore* a distensão litosférica, com deformação distensiva na crosta superior em todas as bacias e na crosta inferior somente nas bacias *offshore*, evidenciada pela subsidência termal pós-rifte.

5.6. Estratigrafia e sedimentação nas bacias do rifte RTJ

O arcabouço estratigráfico do rifte RTJ foi denominado de Grupo ou Série Bahia até meados da década de 60 (Dantas, 1980), quando alguns trabalhos (*e.g.* Pinto & Sanguinetti, 1958; Weber, 1963; Braun, 1966) estabeleceram intervalos cronoestratigráficos baseados em biozonas, no qual, cada um correspondia a um nível estratigráfico com abundância da mesma espécie de microfósseis (ostracodes), também denominado de andares.

Outros trabalhos como os de Weber (1963), Viana (1967) e Krommelbein & Weber (1985) contribuíram para a sub-divisão destes andares em: ANDAR DOM JOÃO (ZONA RT001 – espécie guia *Bisulcocypripris pricei* Pinto Sanguinetti); ANDAR RIO DA SERRA (Zonas RT 002 - 004 – (*Theriosynoecum varietuberatum*, *cypridea candeiensis* e *Paracypridea brasiliensis*), ANDAR ARATU (Zonas RT 005 - 006 – (*Paracypridea obovata obovata* Swain e *Cypredea* (Morinina) *bibullata bibullata* Wicher), ANDAR BURACICA (Zona RT 007 - 008 – (*Coriacina coriacea* e *Cypridea* (*Sebastianites*) *fida minor ssp.n*), ANDAR JIQUIÁ (Zona RT 009 (*Petrobrasia diversicostata*) (Figura 9). Através deste registro Weber (1963) e Krommelbein & Weber (1985) foram pioneiros em determinar a

posição temporal e o paleoambiente de sedimentação não marinho para a bacia. A idade Neocomiana foi obtida e comparada com a fauna da região de *The Weald*, localizada no sul da Inglaterra, sendo muito coerente. A partir deste momento, o centro de pesquisas (CENPES) da PETROBRAS passou a utilizar fundamentalmente a bioestratigrafia de ostracodes como principal ferramenta de correlação das bacias *onshore* e *offshore*.

Na década de 70 Viana *et al.* (1971) propuseram uma carta resumo que integrava unidades estratigráficas com características lito, bio e cronoestratigráficas identificadas nas Bacias do Recôncavo e Tucano. Na revisão, foi apresentada uma nova designação para a antiga Série ou Grupo Bahia, então denominado de Supergrupo Bahia (Figura 9), composto somente por sedimentos de origem continental, nos quais foram definidos, da base para o topo, os grupos: Brotas (formações Aliança e Sergi), Santo Amaro (formações Itaparica e Candeias), Ilhas (formações Marfim e Pojuca), Massacaré ou Formação São Sebastião e Formação Salvador. Além disso, foi apresentada uma descrição das rochas sedimentares da Formação Marizal, datada como Aptiana (Cretáceo inferior), sendo diposta no topo da coluna (equivalente ao Andar Alagoas da bacia de Sergipe-Alagoas, segundo Schaller (1969)), após hiato temporal de não deposição. Embora essa revisão tenha apresentado uma estratigrafia que ainda hoje é utilizada com poucas modificações, trazia apenas informações descritivas, de interesse para exploração petrolífera, sem interpretações genéticas dos possíveis sistemas deposicionais. Com exceção dos relatórios da PETROBRAS, que eventualmente disponíveis, discutem a deposição sedimentar da bacia sobre esse ponto de vista, apenas em meados da década de 70 foram publicados trabalhos dedicados ao tema. Em um deles, Netto (1978) faz inferências sobre a correlação da deposição de leques aluviais do Grupo Brotas, disposto na base da carta estratigráfica instituída por Viana *et al.* (1971) com depósitos da bacia do Recôncavo, das bacias de Sergipe-Alagoas e de algumas bacias da atual contraparte africana. Netto (1978) sugere, principalmente, em virtude da dificuldade do reconhecimento das unidades descritas na coluna litoestratigráfica gerada PETROBRAS (Viana *et al.*, 1971), a inserção de outra coluna com a designação de “Sequência do Petróleo”, abrangendo os Grupos Santo Amaro, Ilhas e Formação Salvador. Outros argumentos, como ausência de descontinuidades na sedimentação de uma sequência lacustre regressiva com sincronia de deposição deltaica e o estabelecimento de um consenso entre dados de mapa e o quadro estratigráfico na área mapeada foram utilizados pelo autor para sustentar a nova proposição.

De acordo com este autor a área ocupada atualmente pelo rifte RTJ teria sido o cenário propício para existência de uma depressão durante o Jurássico, anteriormente,

Figura 9. Coluna estratigráfica adaptada de Viana *et al.* (1971) mostrando a bioestratigrafia (zonas de ostracodes) e as unidades litoestratigráficas reconhecidas para o Supergrupo Bahia.

denominada por Ponte (1972) de depressão Afro-Brasileira. Esta teria se estendido além dos limites atuais do rifte RTJ, compreendendo uma área que englobava, em parte, as Bacias interiores (Araripe), e marginais brasileiras (Camamu, Cumuruxatiba, Espírito Santo, Campos e Santos), além das bacias intra e pericratônicas localizadas atualmente na contraparte Africana (Bacias do Gabão, Cabinda, Congo Central, Kalahari e Angola central). Ainda segundo o autor, o registro do Grupo Brotas e da Formação Itaparica foi interpretado como produto de sistemas fluviais anastomosados que compreendem a transição Juro-Cretácea. Durante este período o avanço do estiramento crustal teria excedido o limite de deformação plástica, atingindo níveis mais rasos, e promovido subsidência mecânica com desenvolvimento de altos estruturais localizados no centro e nas bordas da bacia. A consequência disso, teria sido o desenvolvimento de uma sucessão de conglomerados da Formação Salvador, interpretados como leques deltaicos, localizados nas bordas de uma bacia dominada por águas profundas (Grupos Santo Amaro e Ilhas). Sobre estas unidades foi depositado o Grupo Massacarã, interpretado como depósitos de sistemas fluviais influenciados por processos tectônicos, que encerraram o conjunto de unidades do estágio rifte de sedimentação da bacia. Após longo intervalo de não deposição, formaram-se depósitos de cursos fluviais da Formação Marizal, que teriam retrabalhado os leques aluviais de borda.

Em 1982 foi publicado um guia de campo de geologia estrutural pela empresa SENSORA, no qual é discutido de maneira resumida o caráter evolutivo da sedimentação ocorrida na bacia. Os autores defendem que os intervalos deposicionais da bacia podem ser divididos de acordo com a idade em: (1) Estágio de sedimentação Paleozoico, marcada por regime tectônico estável de lenta subsidência por grandes áreas, verificada pela deposição concomitante ocorrida no Tucano Norte e na bacia do Parnaíba; (2) Estágio de sedimentação Cretácico, na qual ocorre com mais eficiência o esforço exercido pelo campo de tensões que culmina com abertura do rifte e sedimentação das unidades que perfazem o Supergrupo Bahia; (3) Estágio de sedimentação Cretácico Superior, que é dado pela separação do continente, com consequente subida do nível do mar e deposição fluvial, separada por uma discordância angular e longo hiato não deposicional com o Supergrupo Bahia.

Numa publicação de 1983 do projeto RADAM Brasil, em abordagem específica do rifte RTJ, Gava *et al.* (1983) mantêm as nomenclaturas litoestratigráficas de Viana *et al.* (1971), substituindo apenas o Grupo Massacarã pela Formação São Sebastião e acrescentando no topo desta unidade a Formação Poço Verde, resgatando a nomenclatura utilizada na década

de 40 pelo Conselho Nacional do Petróleo.

Trabalhos posteriores realizaram poucas modificações, específicas a determinadas unidades, sem interpretações genéticas (*e.g.* Netto & Oliveira, 1985; Aguiar & Mato, 1990). Uma das alterações realizadas por Netto & Oliveira (1985) propõe a formalização da unidade Taquipe, dentro do Grupo Ilhas. Em seguida, Aguiar & Mato (1990) elevaram à categoria de formação o Membro Afligidos da Formação Aliança, sendo a esta atribuída idade permotriássica.

Publicações que enfocaram com maior destaque a interpretação genética das unidades são apresentadas nas publicações de Gontijo (1988), Arai & Uessugui (1989), Vilas Boas (1996), Chang *et al.* (1992), Silva (1993), Lima & Vilas Boas (1994), Caixeta *et al.* (1994), Lima & Vilas Boas (2000), Magnavita *et al.* (2003), Bongioiolo & Scherer (2003), Bongioiolo (2004), Oliveira (2005), Scherer *et al.* (2007), Fambrini *et al.* (2007), Scherer & Goldberg (2010). Contudo, todos estes trabalhos envolvem a discussão da sedimentação na Bacia do Recôncavo e em geral com dados de sub-superfície nas Bacias do Tucano e Jatobá. Apenas os trabalhos de Lima & Vilas Boas (1994, 2000), Scherer *et al.* (2007), Fambrini *et al.* (2007) e Wiederkehr (2010) se utilizam de dados de afloramento e Gontijo (1988) discute aspectos sedimentológicos e de proveniência na Bacia do Tucano.

Recentemente, foi possível delimitar de forma mais precisa os estágios de sedimentação do rifte, o que permitiu estabelecer a relação estratigráfica lateral e cronológica, tendo sido dividido em cinco sequências deposicionais para a Bacia do Recôncavo e quatro para as bacias do Tucano e Jatobá (Caixeta *et al.*, 1994; Magnavita *et al.*, 1994; Costa *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2007). Para Costa *et al.* (2007) as quatro sequências deposicionais dentro das Sub-Bacias do Tucano compreendem o registro sedimentar desde o Jurássico superior, dado pela extensão crustal (Neojurássico a Eoberriasiano), passando pelo estágio rifte (Eoberriasiano a Eoaptiano) até o estágio pós-rifte (Neo-aptiano).

É consenso entre vários autores que o estágio pré-rifte trata do início de subsidência da litosfera, em decorrência de esforços distensivos, no qual alternaram a deposição de ciclos fluvio-eólicos, seguidos por transgressões lacustres ao longo das três bacias (Recôncavo, Tucano e Jatobá) (Silva *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2007).

O estágio rifte de sedimentação, entretanto, já foi denominado de vários modos por diferentes autores: Série Bahia (Brazil, 1948), Supergrupo Bahia (Viana *et al.*, 1971), sequência rifte (Magnavita, 1996), megasequência sin-rifte (Vilas Boas, 1996) ou supersequência rifte (Costa *et al.*, 2003, 2007; Silva *et al.*, 2007), e é sobretudo relevante devido as discussões que tem gerado acerca da determinação de seu início (Barnes,

1949; Viana *et al.*, 1971; Ghignone, 1979; Chang *et al.*, 1992; Silva, 1993; Magnavita, 1996; Caixeta *et al.*, 1994; Magnavita *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2007). Isto porque constitui um estágio com rochas geradoras, armazenadoras, selantes, com condicionante estrutural e com tempo de migração e maturação de óleo ideais para preservação em subsuperfície. A discussão em torno de seu início é introduzida por Barnes (1949) por meio da apresentação formal do conceito de cada estágio, seguida por uma proposição bastante discutível de Ghignone (1979) na qual conglomerados *sin*-tectônicos de borda teriam sido os precursores deste estágio. Posteriormente, Chang *et al.* (1992) interpreta seu início durante a sedimentação do Grupo Brotas, proposta hoje desconsiderada. Em seguida, Silva (1993) contesta e propõe seu início na base da Formação Água Grande. Contudo, para Caixeta *et al.* (1994) e Magnavita (1996) este estágio teria ocorrido após a decorrência de tempo necessário para subsidência inicial da bacia, que só então geraria soerguimento de altos, posteriormente erodidos e expostos na forma de cunhas clásticas localizadas nas bordas do rifte, sobre sedimentos lacustres. Complementando este último, Vilas Boas (1996) propõe que a sucessão sin-rifte consiste numa megassequência progradacional que se torna, em tempos diferentes, mais rasa ou mais grossa para o topo.

Nesta revisão é favorecida a interpretação de Caixeta *et al.* (1994) e Magnavita (1996) na qual a deposição lacustre do Membro Tauá sobrepõe às fácies eólicas da Formação Água Grande, configurando o início do rifte com maiores taxas de subsidência.

O estágio pós-rifte compreende o período de sedimentação da bacia no qual predomina a subsidência térmica, conforme atestado pela horizontalidade das camadas depositadas de maneira discordante às camadas do estágio sin-rifte, segundo Costa *et al.* (2007), num contexto com características de bacia *sag*, durante o Neo-Alagoas (Neo-apitiano). Para Magnavita *et al.* (2003) as sucessões depositadas neste estágio ocorreram de maneira regional ao longo do rifte e além do rifte na costa oeste da África.

Um resumo contendo a descrição e interpretação do sistema deposicional de cada unidade dentro dos estágios mencionados acima é descrito adiante:

Estágio Pré-rifte

Este estágio é marcado pela deposição do Grupo Brotas, primeiro intervalo de sedimentação da bacia do RTJ (Arai & Uessugui, 1989; Costa *et al.*, 2003). De acordo com Dantas (1980) foi designada pela primeira vez na Bacia do Recôncavo por Pack & Almeida (1945) ainda com a denominação de Formação Brotas. Posteriormente elevada a categoria de Grupo foi formalizada por pesquisadores da PETROBRAS e finalmente

dividida nas Formações Aliança e Sergi na publicação de Barnes (1949). Entretanto, para Silva *et al.* (2007) este estágio ou sequência denominada de J-20-K05 vai além, incluindo as Formações Itaparica e Água Grande do Grupo Santo Amaro. Esta unidade está presente em todas as bacias que compõem o rifte RTJ, variando de espessura desde 200 m na Bacia do Jatobá à 1000 m na região do Recôncavo. Segundo Viana *et al.* (1971) e Caixeta *et al.* (1994) a Formação Aliança é composta por arenitos maciços, com estratificação cruzada e conglomeráticos na base e folhelhos e calcários no topo, tendo sido interpretada como produto de ambientes fluvio-lacustres. A Formação Sergi foi denominada originalmente em relatório interno da PETROBRAS (Viana *et al.*, 1971), sendo composta por arenitos finos, conglomeráticos com estratificação cruzada, e siltitos esparsos a partir dos quais Ghignone (1979) interpreta paleoambientes de planícies aluviais e lagos efêmeros sob clima semiárido, além da presença de paleodunas localizadas nas bordas da bacia. Já para Arai & Uessugui (1989) e Caixeta *et al.* (1994) a deposição se deu através de sistemas fluviais arenosos retrabalhados por sistemas eólicos. Trabalhos posteriores de Oliveira (2005) e Scherer *et al.* (2007) corroboram em parte esta interpretação, reconhecendo a alternância entre sistemas fluviais de rios entrelaçados, efêmeros e sistemas eólicos.

Estágio Sin-rifte

O estágio sin-rifte de sedimentação corresponde de maneira geral, como foi dito anteriormente, ao intervalo de tempo no qual foram depositados sedimentos sob a influência da subsidência mecânica da bacia. Desta forma são aceitos atualmente dois critérios principais para caracterização de seu início na bacia RTJ: (1) a transgressão que sobrepõe folhelhos lacustres do Membro Tauá (Formação Candeias) a arenitos eólicos da Formação Água Grande (*e.g.* Caixeta *et al.*, 1994; Magnavita, 1996; Magnavita *et al.*, 2003), (2) o aparecimento da primeira unidade de conglomerados sintectônicos da Formação Salvador (Ghignone, 1979). Na publicação de Costa *et al.* (2003) adota-se a existência da superfície transgressiva, como argumento para caracterizar o início deste estágio. De acordo com estes autores a transgressão de sistemas deposicionais lacustres sobre depósitos sub-aéreos pode caracterizar alterações climáticas e o início do estágio de subsidência mecânica da bacia. A aparição dos conglomerados *sin*-tectônicos de borda teria se dado apenas após o soerguimento e erosão das ombreiras do rifte. Estes integram a Formação Salvador, interdigitando-se a todas as unidades desde a Formação Candeias, e estão restritos em superfície a afloramentos próximos à Salvador na Bacia do Recôncavo e à leste da sub-bacia Tucano central, próximos à Adustina e Heliópolis.

Grupo Santo Amaro

Apesar de interpretarem o início do estágio rifte equivalente a base da Formação Candeias Silva *et al.* (2007) mantiveram a denominação de Grupo Santo Amaro com as formações Itaparica, Água Grande, Candeias e Maracangalha. A deposição durante o estágio rifte abrange três sequências, separadas por discordâncias bem marcadas na borda flexural à oeste e por conformidades correlativas à leste na porção mais profunda, interpretada como depocentro da Bacia. Segundo os autores, o empilhamento das associações de fácies descritas é compatível com a proposição adotada por Lambiasi (1990) para sedimentação em bacias rifte, na qual há gradual sobreposição de associações de fácies lacustres por sistemas deposicionais prográdantes ou agradacionais.

De acordo com os dados publicados por Sensora (1982), o Grupo Santo Amaro aflora de maneira restrita junto às bordas oeste do Tucano central, entre os municípios de Euclides da Cunha e Jorro, nas bordas da Bacia Jatobá, onde é composta por folhelhos, arenitos e calcarenitos ricos em *Lepidotus*, conchostráceos e ostracodes, que conferem a idade Cretácea inferior à unidade. Aflora também nos afluentes do rio Itapicuru, tanto no Tucano central como sul. Porém a unidade aflora em sua complitude apenas na Bacia do Recôncavo. Nesta bacia, a Formação Itaparica atinge espessura máxima de 200 m na ilha homônima, onde é composta por pelitos e arenitos, intercalados com lentes de calcário. Segundo a análise de estratigrafia de sequências sintetizada por Caixeta *et al.* (1994) e Silva *et al.* (2007) esta unidade pode ser interpretada como sistemas fluviais e eólicos divididos em três grandes ciclos, separados por dois ciclos de sedimentação lacustre. A Formação Água Grande é composta por arenitos bem selecionados, maciços ou com estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte. De acordo com Wiederkehr (2010) é possível interpretá-la segundo um modelo de aridização gradual, onde fácies pelíticas lacustres transicionam para o topo para um sistemas prográdacional fluvio-deltaico, logo sobreposto por fácies eólicas. A Formação Candeias é essencialmente formada por pelitos e arenitos com estruturas de sobrecarga, intraclastos de lama, bolas de argila, com algumas intercalações de calcários, e feições dobradas. Segundo Viana *et al.* (1971) apresenta espessuras que variam desde 300 à 3000 m. A Formação Maracangalha é formada por arenitos finos e maciços, por vezes lamosos, interpretados como produtos de deposição em ambientes lacustres com condições específicas para geração de correntes de turbidez.

Grupo Ilhas

O termo “Formação Ilhas” foi introduzido por Oliveira & Leonardos (1940) e elevado à categoria de Grupo por Viana *et al.* (1971), que o subdividiram nas formações Marfim e Pojuca, sendo esta a divisão aceita até hoje. O Grupo Ilhas aflora de forma restrita em todas as bacias do rifte mas é em subsuperfície que é melhor descrito. Apresenta, ao longo das bordas da bacia do Jatobá, espessuras de até 400 m. Na bacia do Recôncavo pode atingir espessuras superiores a 900 m junto aos municípios de Catu e Pojuca. No Tucano, tem as mesmas formações reconhecidas para o Recôncavo.

A Formação Marfim compõe aproximadamente 400 m de arenitos finos a siltosos com marcas onduladas, laminação plano-paralela, cruzada, eventuais *slumps*, intraclastos de argila e carvão. Apresenta contato concordante com a Formação Pojuca que a sobrepõe, sendo esta composta por 890 m de arenitos finos a médios siltosos, siltitos arenosos, sobrepostos por calcários com ostracodes. Ambas são interpretadas na publicação de Sensora (1982) em termos de processos fluvio-deltaicos. Esta unidade é sobreposta de forma discordante e erosiva pela Formação Taquipe, unidade pouco expressiva em área, restrita à bacia do Recôncavo e sul do Tucano Sul, formada por folhelhos intercalados com lentes de arenito (Netto *et al.*, 1984). Tais características levaram Bueno (1987) a interpretá-la como um cânion onde predominavam processos de fluxos gravitacionais de massa.

Grupo Massacará

O Grupo Massacará foi assim denominado pela primeira vez na publicação de Brazil (1947) abarcando as formações São Sebastião e Poço Verde. Desde então perdeu sentido hierárquico, já que foi abandonado nas publicações posteriores (*e.g.* Viana *et al.*, 1971), reincluído nos trabalhos de Magnavita (1992); Vilas Boas (1996); Costa *et al.* (2007).

A unidade ocorre na Bacia do Recôncavo, onde apresenta 1800 m de espessura e, de acordo com Viana *et al.* (1971), é dividida em três membros: Paciência, Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes, este último também considerado por Pontes & Ribeiro (1964) e Caixeta *et al.* (1994). Nas Sub-Bacias do Tucano Norte e Central a unidade atinge aproximadamente 3000 m de espessura junto ao baixo de Cícero Dantas e apresenta grande quantidade de afloramentos ao longo do Vale do Rio Vaza Barris e na BR-110 entre, Cícero Dantas e Jeremoabo.

O membro Paciência corresponde a base da unidade e é composto por arenitos e siltitos com nódulos de calcário, atingindo espessura máxima de 250 m em subsuperfície. O membro Passagem dos Teixeiras é composto por espessa sucessão de arenitos intercalados

com siltitos, onde é comum a presença de fácies de arenitos com estruturas de sobrecarga e fluidificação. Atingem até 650 m de espessura em sub-superfície. O Membro Rio Joanes é formado predominantemente por arenitos arcoseanos, arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada, também intercalados com pelitos, podendo atingir até 820 m de espessura em sub-superfície. Na sub-bacia Tucano central é composto por espessa sucessão de arenitos brancos e amarelados, grossos a conglomeráticos, texturalmente imaturos e ricos em seixos de quartzo de veio, intercalados com folhelhos em camadas entre 2 e 3 m de espessura. À leste da Bacia do Tucano os contatos inferior e superior são gradacionais com o Grupo Ilhas e com a Formação Poço Verde, podendo atingir até 100 m de espessura na escala de afloramento.

A interpretação de um paleoambiente fluvial para sua deposição é consenso nos trabalhos de Netto (1978), Sensora (1982), Caixeta *et al.* (1994), Costa *et al.* (2007). O trabalho de maior detalhe sobre a unidade foi publicado por Bongiollo & Scherer (2003), no qual foi utilizada análise de fácies em escala de afloramento e em poços exploratórios na Bacia do Recôncavo. Nesse trabalho a unidade foi interpretada como um sistema deposicional fluvial entrelaçado perene, marcado pela presença de elementos de canal, como macroformas de acréscimo lateral e a jusante, e de planícies de inundação que se sobrepõe verticalmente, e um sistema relacionado à deposição por leques deltaicos, com reconhecimento de fácies de frente deltaica proximal, distal e de prodelta, organizados em uma sucessão progradacional.

Já na Bacia do Tucano sul, a unidade aparentemente ocorre de maneira mais restrita com poucos afloramentos. Na Bacia do Jatobá, segundo estudos realizados pelo Serviço Geológico Brasileiro em parceria com a Universidade Federal de Pernambuco (Rocha & Amaral, 2007), a unidade foi descrita junto à região de Campos, sendo composta por depósitos de arenitos com estratificação cruzada de origem fluvial e eólica. O trabalho mais recente sobre a unidade é de Fambrini *et al.* (2007), no qual são apresentados dois padrões de paleocorrentes através da medição de estratos cruzados em depósitos de rios entrelaçados de alta energia, um principal para sul-sudoeste e outro subordinado para oeste, com áreas-fonte localizadas a norte e a leste.

A Formação Poço Verde não foi descrita na Bacia do Jatobá. Porém, segundo Vilas Boas (1996) e Costa *et al.* (2007) está presente de maneira muito restrita na sub-bacia do Tucano central, próximo ao município de Cocorobó e no vale do Rio Vaza Barris. Do ponto de vista estratigráfico está encaixada no topo do Supergrupo Bahia como sequência K-40 no sentido de (Costa *et al.*, 2007) e é composta por folhelhos e calcários, depositados durante

o NeoJiquiá, que segundo os autores representaria uma retomada às condições úmidas com maiores taxas de subsidência locais.

Formação Salvador

Viana *et al.* (1971) destacam as publicações de Miura (1965) e Allard & Tibana (1966) como as primeiras a reconhecerem sua gênese associada à existência de falhas, localizadas principalmente à leste da bacia, onde foram preservados conglomerados de borda em forma de cunha. Estes conglomerados podem apresentar variações tipológicas de clastos, desde mais ricos em arenitos e/ou calcários, até mais ricos em rochas ígneas e metamórficas (gnaisses, granitóides, quartzitos e filitos). Os mesmos autores interpretaram a ocorrência desta unidade interdigitada a todos os grupos que compõem o Supergrupo Bahia cujo topo e a base podem estar em contato discordante, respectivamente, com a Formação Barreiras, e com o embasamento Pré-cambriano e as sucessões paleozoicas.

Para Caixeta *et al.* (1994) e Silva *et al.* (2007) esta unidade está inserida junto com os Grupos Massacaré e Ilhas na sequência K-20, ou seja, entre o topo do Andar Rio da Serra até o encerramento do Andar Buracica de Viana *et al.* (1971). É interpretada como um sistema de leques aluviais, resultado da erosão da borda leste da sub-bacia Tucano Central, que compreende espessa sucessão conglomerática com até 6 km de espessura.

Em um trabalho de mapeamento mais recente Santos *et al.* (2010) sugerem correlação lateral entre a unidade e a Formação Marizal, gerando um questionamento acerca da deposição desta última dentro do estágio pós-rifte de subsidência da bacia.

Estágio Pós-rifte

Este estágio de sedimentação, conforme apresentado anteriormente, compreende os depósitos condicionados pela subsidência térmica da bacia, quando os esforços resultantes da distensão crustal são atenuados e predominam taxas mais lentas de subsidência. É marcada por um hiato não deposicional, definido por uma superfície interpretada como discordância supostamente regional, mas que aflora somente nas sub-bacias Tucano Central e Sul, próximo à borda oeste. Na publicação de Sensora (1982) a deposição desta unidade ocorre após a discordância Jiquiá, que marca o intervalo erosivo entre a deposição do estágio sin-rifte dado pelo topo do Grupo Massacaré ou Formação São Sebastião e a estágio pós-rifte. A estágio pós-rifte da sub-bacia Tucano-Norte e Central compreenderia o segundo período decorrido após a separação dos continentes Africano e Sul-Americano. Segundo

Caixeta *et al.* (1994); Silva *et al.* (2007) estes depósitos compreendem uma sequência Neo-aptiana denominada de K50 e corroboram a interpretação de início da subsidência térmica, atestada pela horizontalidade das camadas depositadas de maneira discordante à camadas do estágio sin-rifte.

Formação Marizal

Diferentemente das unidades anteriores, a Formação Marizal teve a origem e evolução de seus conhecimentos fundamentada em afloramentos localizados na sub-bacia do Tucano central. Brazil (1947) a reconheceu entre os municípios de Tucano e Cícero Dantas, onde é composta por sucessões sub-horizontais de arenitos conglomeráticos e conglomerados. Posteriormente, Rebelo Santos (1962) interpretaram essa sucessão como a parte basal de uma unidade maior, dividida informalmente em três membros próximo a Poço Verde (Sergipe). Com a publicação realizada pela empresa Sensora (1982) foi possível distinguir, no sentido litoestratigráfico, a Formação Marizal das demais unidades por meio de um hiato não deposicional, marcado por uma superfície erosiva regional sobre a qual estão depositados, em discordância angular, conglomerados logo sobrepostos por arenitos conglomeráticos. Segundo Gava *et al.* (1983) este contato se dá ora com a Formação São Sebastião, ora com rochas do Grupo Ilhas. Desta forma a unidade é caracterizada fisiograficamente como platôs mais elevados e extensos que recobrem as outras unidades ao longo das sub-bacias do Tucano sul, central e norte. De acordo com Magnavita *et al.* (2003) e Costa *et al.* (2007) a unidade é interpretada como sequência K50, equivalente ao topo do Andar Alagoas de Viana *et al.* (1971).

Na bacia do Recôncavo a unidade é pouco aflorante e pouco espessa, com apenas 50 m, sendo interpretada em trabalhos recentes (Lima & Vilas Boas, 1994, 2000) como produto de processos fluviais, individualizados em rios pouco sinuosos associados a depósitos de fluxos gravitacionais, com transporte marcante da fração de seixos e calhaus; e rios com canais rasos e largos, nos quais predominava o transporte da fração arenosa.

Na bacia do Jatobá ocorre de forma de maneira contínua na borda norte e apresenta espessura que varia entre 150 e 300 m.

6. Resultados

Os resultados da tese seguem na forma de artigos:

6.1. Artigo 1 – *Distinguishing large mesoforms from macroforms in the Cretaceous São Sebastião Formation (Early Cretaceous, Northeastern Brazil): implications for the recognition of ancient big rivers*

- submetido ao Journal of Sedimentary Research.

ABSTRACT

Big rivers are a major element in the dynamics of the Earth surface and potentially represent a great proportion of the preserved fluvial record. Nevertheless, the scarcity of studies on the depositional architecture of modern and ancient large rivers, which demand suitable exposures, are responsible for the lack of specific facies models and of clearly defined criteria for the recognition of large fluvial systems. The well exposed Tucano Basin, in Northeastern Brazil, comprises Neocomian to Barremian fluvial successions characterized by abundant large-scale cross-strata in pebbly sandstones. The recognition of sandstone elements bounded by climbing surfaces and internally composed of large-scale cross-strata and compound cross-strata led to the interpretation of an origin in the migration of several meters high unit bars or compound dunes. The dominance of this architectural element is indicative of several meters deep fluvial channels. The recognition of similar architecture in other fluvial systems may be used as criteria for the characterization of ancient large rivers, even where partial preservation of bedforms results in thinner cross-strata sets.

INTRODUCTION

Big rivers are the most important routes of sediment into modern oceans (e.g. Potter, 1978; Tandon Sinha, 2007; Moore et al. 2007) and are defined on the basis of drainage area, channel length, and water and sediment discharge (Hovius, 1998). Criteria for the recognition of large rivers in the rock record include channel depth, both observed and interpreted from preserved thickness of mesoform cross-strata, cross-sectional width of channel sediment bodies, scale of macroforms and megaforms (*sensu* Jackson, 1976; Church and Jones, 1982) and longevity of the river system (Fielding, 2007). The identification of big rivers, and especially the recognition of channel scale in the rock record, requires large and continuous exposures in varied orientations (Bridge, 2006). Nevertheless, despite the recognition of some degree of scale invariance in braided rivers (Best et al., 2003; Sambrook-Smith et al., 2005), the direct application of methods of hierarchical ordering of surfaces and classification of architectural elements developed for small rivers can be misleading. One obvious problem arises from the fact that mesoforms in large rivers developed during high-stage can be larger and taller than the macroforms in smaller rivers. In this situation, the distinction between inclined cross-sets formed by compound bar growth from those formed by migration of compound dunes or unit bars of similar scale can be critical in the interpretation of large river deposits.

The present work brings examples of architectural elements of unit bars and large compound dunes from the well exposed Neocomian to Barremian São Sebastião Formation in the Tucano Basin, Northeastern Brazil (Fig. 10), and discusses their implication to the hierarchical ordering of bounding surfaces in fluvial deposits and to the characterization of deposits of big rivers.

GEOLOGICAL SETTING

The Tucano Basin is located in Northeastern Brazil and comprises the major area of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system (RTJ) (Fig. 10). It has an area of approximately 30,500 km², with a mean E-W width of 80 km and approximately 400 km in N-S length. The larger axis of the basin is cut by NW-SE-oriented transfer zones (Milani Davison, 1988), which divide the basin in three separate sub-basins – the South, Central and North Tucano. The South and Central sub-basins are limited by the Itapicuru transfer zone, whereas the Central and North sub-basins are separated by the Vaza Barris transfer zone (VBTZ) (Fig 10). The master faults of the northern and central Tucano sub-basins are

Figura 10. Geological map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) Rift and its adjacent basement rocks, highlighting the outcrops of the São Sebastião Formation. Figure modified from Magnavita (1996), Barbosa and Sabaté (2004) and Gava et al. 1983.

opposed to each other, dipping respectively to E-SE and W-NW. The RTJ is an aborted branch of the Early Cretaceous rift system that resulted in the opening of the South Atlantic (e.g. Milani Davison, 1988; Magnavita, 1992; Milani Thomaz Filho, 2002). The regional tectonic activation responsible for rifting in eastern South America also lead to the uplift of the Precambrian basement and of the Paleozoic to Mesozoic deposits of sag basins. While most of the rift basins of the system record lacustrine facies during the Early Cretaceous, a long lasting, locally south-flowing river system was captured into the Tucano Basin. As a result the fluvial succession of the basin can be more than 3,000 m thick and spans up to 30 million years (including the Aptian Marizal Formation). The fill of the RTJ basins is usually divided in four depositional sequences ascribed to pre-, syn- and post-rift stages (e.g. Magnavita et al, 2003, Silva et al., 2007, Costa et al., 2007a, Costa et al 2007b). The rifting-related sedimentary units in the RTJ comprise, from base to top, lacustrine shales (Candeias Formation), deltaic sandstones and mudstones (Ilhas Group), and fluvial sandstones (São Sebastião Formation), in a typical progradational architecture. All of the above mentioned units are laterally related to alluvial fan conglomerates and sandstones (Salvador Formation). The age of the syn-rift phase in the RTJ is currently constrained between the Berriasian, at around 144 Ma, and the Early Aptian, at around 124 Ma (e.g. Milani et al., 2007). The structural highs related to the Itapicuru and Vaza Barris transfer zones seem to have acted as topographic barriers up to the Valanginian (Magnavita and Cupertino, 1987).

METHODS

The analysis of the architecture of fluvial deposits from the São Sebastião Formation was performed in seven outcrops located in the Vaza Barris transfer zone, mostly in the northern part of the Central Tucano sub-basin. Rock exposures of up to 40 m in height and several hundred meters long were subject to facies and architectural element analysis (e.g. Reading, 1986, Walker, 1992, Miall, 1990, Miall, 1996 and Miall, 2000). Columnar stratigraphic sections and outcrop maps based on photomosaics were elaborated to represent the vertical and lateral distribution of lithofacies and architectural elements. Orientation of cross-strata and bounding surfaces were measured in order to evaluate paleocurrents and the orientation of architectural elements relative to paleoflow directions. The hierarchy of the bounding surfaces from the São Sebastião Formation is presented on tables 1 and 2. The interpretation of facies and architectural elements are summarized on tables 3, 4 and 5. Statistical summary of paleocurrent is on Table (Tabela 16 dos **Anexos**).

Surface	Associated geometry	Main characteristics	Interpretation
(1) - Small dune superimposition surface		<p>Surfaces bounding sets of cross-strata of similar composition and structure, either horizontal or inclined at angles of up to 150 and lateral extension of up to 100 m in exposures parallel to the paleocurrent. In cuts perpendicular to the paleocurrent, the surface expression of the surface is often irregular, and when associated with trough cross-strata, is concave upward. The surface is common as an internal feature of the compound dune or unit bar element (AE1) and the downstream compound bar element (AE2). The surface is often concordant with coset bounding surfaces (3) and periodically cut by reactivation surfaces (2) and bar increment surfaces (4). On the other hand, the small dune superimposition surface generally dips in the opposite direction to unit bar or compound dune climbing surfaces (5).</p>	<p>This surface correspond to the 1st order surface of Miall (1993) and to the set boundaries defined by McKee & Weir (1953). It is interpreted as the product of the superimposition between dunes of the same train, climbing in the direction of flow at a subcritical angle, and therefore preserving only the foresets of the bedforms.</p>
(2) - Bedform reactivation surface		<p>Surfaces either concordant with or inclined in relation to the coset bounding surfaces, frequently with higher dips than the underlying surfaces. It can reach lateral extensions of up to 15 m and frequently truncate inclined coset bounding surfaces (3). This surface is common as internal features of the compound dune or unit bar element (AE1), as less frequently in the downstream accretion compound bar element (AE2) and the eolian dune element (AE4).</p>	<p>Surfaces formed by changes in the direction or dip of the foresets of a migrating bedform.</p>
(3) - Coset bounding surface		<p>Surfaces bounding the top and bottom of groups of sets of cross-strata (cosets) of similar or different facies, with lateral extension frequently in excess of 100 m, always as an internal feature of the downstream compound bar element (AE2). The surfaces are generally planar and sub-horizontal, although local inclined and irregular planes occur.</p>	<p>This surface is equivalent to the 2nd order surface of Miall (1993) and is interpreted as boundaries between unit bars or compound dunes that form part of a larger compound bar.</p>
(4) - Bar increment surfaces		<p>Irregular surfaces dipping from a few up to tens of degrees, with lateral extension of up to 300 m, truncating several cosets with combined thickness of several meters, and frequently marked by the presence of centimeter thick pebbles lags. They are found only in downstream accretion compound bars (AE2).</p>	<p>This surface is interpreted as the result of interruption and subsequent reestablishment of the growth of downstream compound bars, possibly due to seasonal-scale water discharge variation. It is equivalent to the 3rd order surfaces of Miall (1993).</p>

Tabela 1. Description and interpretation of surfaces and associated geometries.

Surface	Associated geometry	Main characteristics	Interpretation
(5) - Compound dune or unit bar superimposition surface		Surfaces bounding the top and bottom of compound dune or unit bar elements (AE1), frequently inclined a few degrees in the opposite direction to the measured paleocurrent, but locally sub-horizontal. Commonly truncate set, coset and reactivation surfaces. Their lateral extension are frequently between 10 and 25 m.	This surface is interpreted as the result of the downstream climb of periodic compound dunes or semi periodic unit bars, being of higher order than the reactivation surfaces and coset bounding surfaces, but differently from the bar increment surface, reflects a continuous process.
(6) - Channel base surface		Irregular, concave-up surfaces with low maximum dips (generally less than 30) and lateral extension between 10 and 40 m. They may be filled mainly by elements AE1 and AE2, in which case are considered as the basal surfaces of major channels, of by the element AE5 - bar top channel.	The surface is interpreted as the product of erosion of previous deposits at the bottom and margin of channels of varied size.
(7) - Bar top surface		Irregular and frequently associated with load structures (pillow, mud balls, flame) at its top. It is discontinuous and bounds the top of downstream accretion compound bars (AE2) and compound dunes or unit bars (AE1) from the bottom of mudstone lenses with intraclasts.	The surface is interpreted as the result of local interruption of bar accretion processes and the initiation of settling processes in shallower environments at the bar top. The surface is, locally, equivalent to the 4th order surface of Miall (1993).

Tabela 2. Description and interpretation of surfaces and associated geometries.

RESULTS

Architectural Elements

AE1 – Unit Bars and Large Compound Dunes

This element is one of the most common in the studied exposures and comprises tabular beds of pebbly coarse-grained sandstones with large-scale cross-bedding that frequently transition to and from compound cross-sets (Fig. 11). Therefore, compound cross-sets of this element are distinguishable from compound cross-sets of accretion in compound bars (see below). Tabular beds composed by a single, 1 to 5 meters thick (averaging 1.5 m) cross-bed set, are the diagnostic characteristic of this element, showing internal tabular or, less frequently, trough cross stratification. Convolute cross bedding is common, at some places resulting in the obliteration of previous structures, but usually laterally associated with single large cross-sets. Individual beds extend from 10 m to 50 m in the dip direction. The upper bounding surface of the element is frequently of one of three types (Tables 1 and 2): channel-base surfaces, bar increment surfaces or unit bar / compound dune superimposition surfaces. Lower bounding surfaces of the element are either bar increment surfaces or unit bar / compound dune superimposition surfaces. Paleocurrent measurements carried out on this element show a mean vector per outcrop either towards the southeast or the southwest (Table 6 - **Anexos**). Lateral variations of the single large cross-sets are characterized by transitions to compound cross-strata sets, while maintaining the total thickness and tabular geometry of the element. Compound cross-sets of this element correspond to the vertical stacking of inclined cosets, generally dipping 10 to 15° in the same direction as the related large-scale cross sets, but sometimes at high angles or even in the opposite direction. The passage of individual large-scale beds to or from compound cross-sets is usually characterized by a reactivation surface which dips less than the previous cross strata and is parallel to the cross-set boundaries of the above compound strata (Fig. 11). On the other hand, the passage from compound cross strata into a single large scale set is given by a reactivation surface that dips more than the previous set boundaries and is parallel to the above cross strata (Figs. 13 and 14). Thickness of individual cross sets in the compound cross strata range from 5 cm to 1 m, with an average of 20 cm. Elements of unit bars or large compound dunes often superpose each other, giving rise to low angle climbing surfaces (superimposition surfaces, table 2) and nucleating the element of downstream accretion compound bars (AE2 below).

Figure 11. (A) Interpreted photomosaic showing the unit bars and large compound dunes (AE1), downstream accretion compound bars (AE2) and Bar top deposits (AE5) and their relation with the bounding surfaces. Note the 3.5 m unit bar at the middle of the outcrop that is laterally convolute is superposed by successive smaller unit bars. On the other hand the lower AE2 is composed of less than 0.5 m thick cross-set beds, frequently with 10 cm thick and more internal complexity caused by successive climbing of small dunes (small dune superimposition surface - 1) and small bedforms reactivation (bedform reactivation surface - 2). At the upper part of the outcrop the AE1 (B) and (C) are detailed on Fig. 12. (D) Detail of coset bounding surfaces (3), bedform reactivation surface (2) and compound dune superimposition surface at the top. The measurements of paleocurrent and set boundaries shows a mean vector of migrating bedforms from AE1 and AE2 to southwest.

Interpretation

This element is interpreted as the result of the migration of trains of semi-periodic unit bars or periodic large dunes with straight crests, which transition to compound mesoforms with dunes migrating on their lee-side face due to variation in the flow conditions. High angle cross stratification is interpreted as the result of alternating of grain flow and grain fall on the foresets combined with previous sorting by smaller bedforms migrating on the stoss side of the large-scale mesoforms. High angle compound cross-sets may be the result of migration of superimposed dunes with highs more than 25% of the host bedform (Reesink Bridge 2007, 2009, 2011), but compound cross-sets with set-boundaries dipping less than 15° mark a change in the morphology of the host mesoforms, indicating the migration of superimposed bedforms on the lee-side of the host bedform, possibly due to flow depth variation.

The evidence of climb of similar elements indicate that these forms are periodic or quasi-periodic, therefore being distinguishable from compound bars, even when the thickness of each element is of up to 5 meters. The characterization of this element as the deposits of large mesoforms imply in their amplitude being scaled to the depth of the flow (e.g. Jackson, 1975 and Ashley, 1990).

AE2 - Downstream Accretion Compound Bar

The other most common element in the studied exposures is composed of coarse to pebbly sandstones with compound cross stratification, characterized by low angle cross-set boundaries and internal trough cross stratification. This element is distinguishable from AE1 in not showing lateral transitions to single large-scale cross-set, in having lower angle coset bounding surfaces, and in showing complex evolution, frequently with internal surfaces of higher hierarchy (Figs. 12, 13, 14 and 15). Thickness of individual cross-sets vary from 0.05 m to 1.0 m, while the whole element frequently compose tabular beds several meters thick. Internal geometry of the element is of tabular or wedge shaped layers that are gently inclined relative to its top and bottom boundaries. The main internal surfaces are composed of set (small dune superimposition surfaces) and coset boundaries (coset bounding surfaces), with local compound bar increment surfaces (Table 1). Soft sediment deformation is frequent, with stratification planes showing convolute folding and sets and cosets that appear disrupted and record flame and pillow structures ranging from a few centimeters (0.05 m) to 2 m in thickness. This element commonly shows tabular

geometry, with an average extension of 50 m, locally reaching 500 m in width, and a maximum thicknesses of several meters. The element is commonly associated with bar top (AE5), eolian dunes (AE4), and unit bar/large dune (AE1) elements. The upper and lower bounding surfaces are bar top surfaces or major channel base surfaces (Table 2), while the most frequent internal surfaces are unit bar / large dune superimposition surfaces and compound bar increment surfaces. The latter frequently shows the preservation of a pebble lag a few centimeters thick (2 – 10 cm), that is often inclined at low angles ($\leq 5^\circ$). The average attitudes of inclined set boundaries and compound bar increment surfaces are similar to those of the cross beds, dipping to the south.

Interpretation

The element is interpreted as the deposits of compound bars formed by the vertical and downstream stacking of dunes and unit bars, normally resulting in up to 0.5 m thick inclined cross-sets arranged in several meters-thick bar increments. The presence of pebbles lags associated with increment surfaces can be explained by selective transport of finer particles during waning flow. Relations between paleocurrents and bar increment surfaces point to dominant downstream accretion, suggesting the dominance of braid bars. The dominance of downstream inclined compound bar increment surfaces and set and coset bounding surfaces indicates the preferential preservation of deposits from the bar tails.

AE3 – Minor Channel Fill

This element comprises the infill of tabular or gentle concave up erosional surfaces that are 15 to 70 m wide and 1 to 4 m thick. The bottom surface frequently shows concave up form, normally overlying bar top deposits (AE5) or eolian dunes (AE4). The upper boundary of the element is often a simple plane surface overlain by downstream accretion compound bar (AE2) or unit bar / large compound dune (AE1) elements (Fig. 16). The internal organization of the element is frequently given by cosets of pebbly sandstones with tabular cross stratification or trough cross stratification that vary from 10 cm up to 1m in thickness. Sometimes mud intraclasts are present within pebbly sandstones that cut siltstones lenses. Another type of fill, which occurs is given by structureless conglomerates with imbricated pebbles (Fig. 17).

Figura 12. (B) Compound dune superimposition surface (5) bounding the upper AE1 from AE2 element and from other compound dune trains. (C) Detail of the interpreted photomosaic showing AE5 composed of a laminated siltstone lense overlain by an erosive channel-base surface (6) which records pebbly sandstones with tabular cross stratification on its top.

Figure 13. Interpreted photomosaic showing the boundaries from the lower AE2 and upper AE2. The latter is bounded by a channel-base surface (6) which is clearly irregular and laterally erodes a bar top deposits (shown on Fig. 19). The AE2 shows two coset bounding surfaces (3) that are internally reactivated by bedform reactivation surfaces (2) and laterally transitions from unit bar and compound dunes to smaller compound dunes (top left). Note the complexity of minor and less lateral continuous surfaces of smaller bedforms inside the AE2, occasionally limited by bar increment surfaces (4) and coset bounding surfaces (3) with various internal bedform reactivation surfaces (2). Paleocurrent and set boundaries in different areas of accretion compound bars shows significant changes in the flow direction from a mean vector to the southwest (right square) to southwest (middle center square).

Interpretation

This channel fill element is interpreted as small-scale cross bar channels or chute channels, distinguished from the major channels which are filled by AE1 and AE2. Spacial relations of the minor channel fill element with bar top element (AE5) and with the aeolian dune element (AE4) are the main evidence supporting this interpretation.

AE4 - Eolian Dunes

This element comprises 1 to 15 m thick sets of well sorted fine-grained cross bedded sandstone, with lengths from 3 m to a few dozen meters. These are either laterally scoured by channels filled by downstream accretion compound bars (AE2) and unit bars / large compound dune deposits (AE1) or overlain by bar top deposits (AE5). In the former case the main bounding surface at the top is a channel base surface which is irregular and can reach 40 m in length, frequently covered by pebble lags and immediately overlain by pebbly sandstones with tabular cross stratification (Fig. 18). Successions comprising several cross-sets can reach 100 m in thickness. Paleocurrent analysis points to a north-northeast direction of transport for this element. A large sand body dominated by this element is exposed in an area of over 100 km² in the northwest part of the Central Tucano sub-basin.

Interpretation

This element is interpreted as the product of the migration of eolian dunes on different settings, ranging from isolated individual dunes in fluvial bar top settings to small dune fields. The deposition of eolian dunes in a fluvial context strongly suggests the wind reworking of sediments from sub-aerially exposed fluvial bars.

CODE	FACIES	DESCRIPTION	INTERPRETATION
F1	Sandstone with plan-parallel lamination	Fine sandstones with plan-parallel lamination. It is mainly composed of tabular sets with 10 m of lateral continuity and 20 cm thick and can reach 1.5 m. The facies transitions to the top to sandstones with climbing ripples (F3) or to pebbly sandstones with trough cross stratification (F8). The lamination is laterally convolute, preserving decimetrical (30 cm thick) folded aspect. It is frequent the presence of current primary lineation.	The main depositional mechanism involves the existence of rapid flow, in plane bed, under an almost critic flow regime. The convolute aspect is indicative of fluidization and liquefaction processes, triggered either by seismic activity or by overlying sediments saturated in water.
F2	Sandstones with low angle cross lamination	Fine to medium sandstones with low angle cross lamination, organized in centimetric and decimetric sets (10 – 25 cm). It can frequently transitions to compound sets that ranges from 2 to 4 cm, but can reach 15 cm of thickness. The foresets that dips gently have sparse granules and pebbles with 1 cm, mostly composed of vein quartz.	The depositional mechanism is the migration of sub-aqueous, low amplitude bedforms, under lower flow regime.
F3	Sandstones with climbing ripples	Fine to medium, micaceous sandstones with climbing ripples, predominantly supercritic and minorly critic, that can reach 2.5 cm of amplitude and wave length of 5 cm. The facies is organized in 10 cm thick sets with lateral continuity of 10 m, and is intercalated at the top and the base in a transitional way with facies F1.	The major depositional mechanism is the migration and climbing of ripples, associated with settling processes, which is the product of slow water flow, evidenced by mud and mica drapes over the bedform. The fact that the facies overlies and it is overlain by facies F1 indicates the existence of a cycle that increased and decreased water flow velocities.
F4	Sandstones with trough cross stratification	Medium to coarse trough cross stratification, with mean thickness of 10 cm. The facies is organized in sets that varies from 10 to 50 cm of tabular strata or lenses that can reach 3 m of lateral continuity. They are limited at the base by a sharp bounding surface with separates it from the underlying pebbly sandstones with intraclasts (F6) or from sandstones with climbing ripples (F3). Occasionally the facies presents a sharp limit with sandstones with convolute bedding (F13) and transitional to the top with facies F1.	This facies corresponds to the product of migrating sub-aqueous dunes, under lower flow regime.
F5	Massive sandstone	Medium to coarse sandstones, organized in tabular sets that varies from 10 to 50 cm in thickness and frequently present irregular bounding at the base. The facies alternates with F1 at the base and with F4 at the top.	This facies is related to rapid depositional processes, associated with local erosion of the underlying soft bed, possibly due to destabilization of bedforms.
F6	Massive sandstones with intraclasts	Medium to coarse, poorly sorted sandstones, with sparse granules and pebbles that transitions to the top to massive aspect with intraclasts of sandy siltstone and mudstones. The facies is arranged as tabular strata that varies from 5 – 10 cm thick, but can locally reach 15 cm in thickness. The lower limit is irregular with the facies F1 and the upper limit transitions with sandstones with tabular cross stratification (facies F7) and with facies F4.	This facies is related with rapid depositional processes, associated with erosion of the underlying soft bed, possibly due to destabilization of bedforms.
F7	Pebbly sandstone with tabular cross stratification	Fine to medium sandstones with tabular cross stratification and sparse granules and pebbles. The facies comprises tabular cosets that can reach a maximum of 5 m thick and lateral continuity of 50 m. Each set is normally less than 0.15 m in thickness and 1 m of extension. At the lower limit is erosive with the mudstone with root mark (F8), the convolute bedding (F13) and transitional with the facies F6. Its upper limit is transitional with the facies F1 and with siltstones with heterolythic lamination (F10).	This facies is interpreted as the product of sub-aqueous currents that generates bedforms migration under lower flow regime.

Tabela 3. Summary of facies of the São Sebastião Formation

CODE	FACIES	DESCRIPTION	INTERPRETATION
F8	Mudstones with root marks	Laminated mudstones with load structures (balls and pillow), laterally associated with root marks. The facies presents a tabular geometry, a gentle dip towards the east, lateral continuity of 50 m and mean thickness of 0.70 m. The facies upper limit is sandy and erosive with the facies F7, and sometimes is lenticular and interbedded with the facies F4.	This facies reveals the predominance of settling processes similar to that described in vegetated flood-plains. The presence of load structures suggests the income of sands over water saturated sediments, that can occur at this environment.
F9	Sandstones with compound cross stratification	Medium to coarse sandstones with compound cross stratification, that preserves two granulometric laminae over the foresets, which are mostly formed by 0.5 cm to 3 cm thick granules and 1 to 3 cm of coarse sand. It is organized as tabular or gently irregular sets with 10 m of lateral continuity and 0.5 m thick. It is normally interbedded with facies F7 or F9. Its upper and lower limit is sharp, frequently inclined around 10°-15°, dipping less than the foreset (around 10°-40°), forming the compound cross stratification.	The deposition mechanism is the migration of straight crest dunes. The two granulometric laminae over the foresets suggests a previous sorting by parasite ripples climbing the dune stoss side. The inclined set limits reveals the climbing of dunes with small amplitude over larger ones.
F10	Sandy siltstone with heterolythic lamination	Sandy siltstone with heterolythic lamination. The facies varies from 0.1 m to 2 m thick sets that have commonly tabular geometry and is frequently interbedded with the facies F3 and F13 in the lower limit and with F1 and F13 in the upper limit. It is less common in association with the facies F9 as an erosive contact in the upper limit and can reach a maximum lateral continuity of 8 m.	This facies is interpreted by the alternation of settling and traction processes, and the occurrence of syn-depositional fluidization and liquefaction processes.
F11	Massive conglomerate	Massive conglomerates either composed of vein quartz and few phyllites with the maximum diameter of 5 cm, or of polyimitic composition, from pebbles to boulders of granitoids, phyllites, acid volcanic rocks, schists, with sparse lenses of facies F5, arranged in 10 cm thick strata, that are interbedded with facies F5 and presents lateral continuity of 10 m. In some sites it is record as channelized geometries of 1 m thick and maximum lateral extension of 10 m.	The facies is interpreted as the product of bedload transport in a fluvial channel.
F12	Stratified conglomerate	Stratified conglomerate, with insipient imbrication of clasts, that varies from granules to boulders. The aspect can be polyimitic, containing lithotypes of granitoid, quartzites, sandstones, schists, limestones, phyllites, conglomerates or oligomitic, composed of calcarenites and quartzites. The facies presents tabular or lenticular geometry, and a varied thickness from 0.5 m and 4 m, and lateral extension of 15 m. It is mostly interbedded, bounded by erosive limits with facies F4 and F9.	The facies can be interpreted as the product of bedload transport under plane bed or simultaneously with low amplitude bedforms (bed load sheets <i>sensu</i> Bridge (2006)).
F13	Sandstone with convolute bedding	Fine to coarse sandstones with convolute bedding. The facies, frequently, records pillar and flame structures that reaches a maximum of 2 m thick and several meters of lateral continuity (15 m). This structures disrupts the original arrangement of the facies, the set limits and less frequently, the whole cosets. The facies laterally transitions to facies F4, F7 and F9.	This facies can be interpreted as the result of liquefaction and fluidization processes, whether triggered or not by seismic activity. Because load structures may be the result of rapid income of sediment over a soft bed layer, saturated in water (Turnbridge, 1981).
F14	Fine sandstones with large trough cross stratification and pin-stripe structure	Fine sandstones with large trough cross stratification. The facies is arranged in sets that varies from 0.5 m when recorded as tabular strata to 5 m thick when preserved as large trough cross stratification. The main textural aspects that individualizes the facies are the pin-stripe and well sorted granulation. The facies is mostly interbedded with F4, F7, F9 and F10, and have erosive upper and lower limits.	The facies is interpreted as the product of colian dunes migration.
F15	Fine to medium sandstones with sigmoidal cross stratification	Fine to medium sandstones with sigmoidal cross stratification. The facies has 1.0 m thick and 2 m of lateral extension, frequently records the foreset that gently reach the lower set limit and transitions to the top to a plane bed (facies F1), with the record of the topset.	The deposition mechanism is attributed to the transition from lower to upper flow regime, which explains the record of a bed plane set over the cross strata during the bedform flattening (Fielding, 2006).

Tabela 4. Summary of facies of the São Sebastião Formation

Figura 14. Orthogonal view of the Fig. 13 showing the interpreted elements. Note the at the top and middle center of AE2 the lateral transition from compound dunes into a large unit bar of (approximately 1.5 m thick set). The AE1 and AE5 are bounded by a bar top surface (7) in the lower part of the outcrop which is in turn superposed by a compound dune superimposition surface. The paleocurrent and set boundaries are divergent which suggests a local lateral accretion of compound dunes. The main surface bounding AE1 and the upper AE2 is an irregular and erosive channel-base surface (6) which has several meters of lateral continuity in parallel view (Fig 13).

AE5 - Bar Top Deposits

This element is composed of channelized, tabular or lenticular sediment bodies that vary from 10 to 100 m in length and from 0.2 to 1 m in thickness, in which laminated siltstone and sandy siltstone with heterolythic lamination are the dominant lithologies, with less frequent siltstone with root marks, and sandstone with sub and supercritical cross-lamination and plane-parallel lamination (Fig. 12). The lower boundary surface of the element is normally a gradual transition from AE1 or AE2 (Fig. 19).

Interpretation

The element is interpreted as shallow water traction deposits, associated with settling of fines over bar tops, in areas where the downstream accretion compound bars were partially or totally exposed, allowing for the development of small ponds (of up to tens of meters of area). In this context, plane-bedded fine to medium-grained sandstone is interpreted as the product of shallow rapid flow, whereas cross-laminated sandstone is interpreted as the product of decelerating shallow flow in bar-top ponds or the upper part of bar tails. The local presence of root-marks and the association of this element with eolian reworking (element AE4) evidence subaerial exposition. The recognition of this element is instrumental in the mapping of the superimposition of compound bar complexes of distinct episodes of deposition since, according to Bristow (1996), the preservation of bar top deposits is indicative of avulsion of the main channel.

Association Among Elements

The association of AE1 and AE2, composing stacked successions of interpreted unit bars or large compound dunes deposits and downstream accretion compound bars characterizes the greater part of the studied exposures (Fig. 19). The vertical transition from AE1 into AE2 suggests the nucleation of downstream bars by climbing large mesoforms (either dunes or unit bars) in the deep parts of channels, in a similar way to that described by Ashworth et al. (2000). On the other hand, the association of AE1 with bar top deposits (AE5) indicates the presence of unit bars also in bar head environments (e.g. Bridge, 2003), suggesting that the frequent intercalation of the elements AE1 and AE2 may be related to the preservation of bar head and bar tail deposits. Less frequent is the occurrence of associations related to bar tops (AE5), bar top channels (AE3) and eolian reworking (AE4), which intercalate bar deposits and define major boundaries possibly related to channel belt avulsion.

Figure 15. Interpreted photomosaic mostly formed by AE2 and few AE1 (middle right). Minor channel (AE3) of up to 2 m thick locally erodes thin sets of sandstones with tabular cross stratification and is frequently filled by massive conglomerates or coarse-grained sandstones with a pebble lag on its top. This pebble lag represent the top surface and is interpreted as a bar increment surface (4) that frequently bounds cosets of compound cross-stratification (left and center). The presence of AE5 at the top of AE2 suggests the presence of small pounds over bar top environments, further superposed by another AE2 (left and center). The measurements trough a vertical profile show divergent directions, however with a mean vector to the south.

CODE	ARCHITECTURAL ELEMENTS	DESCRIPTION	INTERPRETATION
AE1	Unit bars and large compound dunes	This element comprises tabular beds of pebbly coarse-grained sandstones with large-scale cross-bedding (facies F4 and F7) that frequently transition to and from compound cross-sets (facies F9). Tabular beds composed by a single, 1 to 5 meters thick (averaging 1.5 m) cross-bed set, are the diagnostic characteristic of this element, showing internal tabular (facies F7) or, less frequently, trough cross stratification (facies F4). Convolute cross bedding (facies F13) is common, at some places resulting in the obliteration of previous structures, but usually laterally associated with single large cross-sets. Individual beds extend from 10 m to 50 m in the dip direction.	This element is interpreted as the result of the migration of trains of semi-periodic unit bars or periodic large dunes with straight crests, which transition to compound mesoforms with dunes migrating on their lee-side face due to variation in the flow conditions.
AE2	Downstream accretion compound bar	This element is composed of coarse to pebbly sandstones (facies F7) with compound cross stratification (facies F9), characterized by low angle cross-set boundaries and internal trough cross stratification. This element is distinguishable from AE1 in not showing lateral transitions to single large-scale cross-set, in having lower angle coset bounding surfaces, and in showing complex evolution, frequently with internal surfaces of higher hierarchy.	The element is interpreted as the deposits of compound bars formed by the vertical and downstream stacking of dunes and unit bars, normally resulting in up to 0.5 m thick inclined cross-sets arranged in several meters-thick bar increments.
AE3	Minor Channel fill	This element comprises the infill of tabular or gentle concave up erosional surfaces that are 15 to 70 m wide and 1 to 4 m thick. The internal organization of the element is frequently given by cosets of pebbly sandstones with tabular cross stratification or trough cross stratification that vary from 10 cm up to 1m in thickness. Sometimes mud intracasts are present within pebbly sandstones that cut siltstones lenses. Another type of fill, which is less frequent, is given by structureless conglomerates with imbricated pebbles.	This channel fill element is interpreted as small-scale cross bar channels or chute channels, distinguished from the major channels which are filled by AE1 and AE2.
AE4	Eolian dunes	This element comprises 1 to 15 m thick sets of well sorted fine-grained cross bedded sandstone, with lengths from 3 m to a few dozen meters. These are either laterally scoured by channels filled by downstream accretion compound bars (AE2) and unit bars / large compound dune deposits (AE1) or overlain by bar top deposits (AE5).	This element is interpreted as the product of the migration of eolian dunes on different settings, ranging from isolated individual dunes in fluvial bar top settings to small dune fields.
AE5	Bar top deposits	This element is composed of channelized, tabular or lenticular sediment bodies that vary from 10 to 100 m in length and from 0.2 to 1 m in thickness, in which laminated siltstone and sandy siltstone with heterolythic lamination are the dominant lithologies, with less frequent siltstone with root marks, and sandstone with sub and supercritical cross-lamination and plane-parallel lamination.	The element is interpreted as shallow water traction deposits, associated with setting of fines over bar tops, in areas where the downstream accretion compound bars were partially or totally exposed, allowing for the development of small pounds (of up to tens of meters of area).

Tabela 5. Description and interpretation of architectural elements of the São Sebastião Formation

Figure 16. Orthogonal view of the Fig. 15(A) showing the vertical passage from bottom to the top of AE1, AE3 and AE2. The AE1 (lower part) is around 4 m thick set of a unit bar deposit with local convolute bedding that turns to the left into large compound dunes separated by bedform reactivation surfaces (2). This is superposed by erosive surface (channel-base surface - 6), immediately overlain by coarse-grained and conglomerate deposits with a pebble lag at its top (bar increment surface - 4). The latter surface bounds the AE3 from Downstream Accretion compound Bars (AE1) at the top, rich on small dune superimposition surfaces (1).

DISCUSSION

The recognition of two different types of compound cross-strata, one related to interpreted downstream accretion compound bars (AE2) and the other related to unit bars or large compound dunes (AE1) presents a difficulty to the application of hierarchical classifications of bounding surfaces, as proposed by Miall (e.g. 1996). The surface of superimposition of unit bars or large dunes can be preserved as simple set boundaries, but the lateral change of large scale foresets into compound cross strata implies in the same surface being a simple set boundary and laterally turning into a surface bounding compound cross strata (Fig. 13). In this case, reactivation and changes in grain-size and orientation of sedimentary structures due to changes in water discharge can be mistaken for increments in a macroform (Figs. 11 and 12). Thus, unit bars and large dunes may evolve into compound dunes and record flood events in a similar way to compound bars, despite being scaled to the water depth and therefore much smaller than the compound bars of the same system. In this way, the hierarchical classification of surfaces in large river deposits shows a higher degree of complexity, and an alternative designation of surfaces by terms reflecting their interpreted origin is preferable (Tables 1 and 1), following the approach adopted for eolian deposits (e.g. Mountney 2006). It must be noted that the attribution of time-scales for architectural elements as proposed by Miall (e.g. 1996) is also misleading in the case of large rivers, since it has been demonstrated that kilometer-scale bars (e.g. Ashworth et al., 2000) can be formed in the time span originally attributed to meter-scale increments (seasonal to few years cycles of major floods).

In large rivers, some mesoforms (large dunes and unit bars) can be of similar scale to the macroforms (compound bars) of smaller rivers, which are the basis for the current facies models. As the large size of the bedforms that are scaled with the flow depth (mesoforms) is one of the best evidence for the recognition of big river deposits (e.g. Miall, 2006, Fielding, 2007), the distinction between large mesoforms of big rivers and macroforms of smaller rivers is critical. In this way, Miall and Jones (2003) distinguished deposits of downstream bars from an element of compound dunes in the Hawkesbury Sandstone succession (southeastern Australia), interpreted to be the depositional product of a big river system.

In the São Sebastião Formation, meter-scale compound cross-bedding, interpreted as unit bar or large compound dune deposits, are the main element to interpret the dominance of several meters deep channels. These are distinguished from the interpreted downstream accretion compound bar deposits because they laterally pass into large-scale

Figura 17. Columnar section interpreted from the Fig. 15. Each surface shown (S1-S9) represent a pebble lag interpreted as a bar increment surface (4). Note the presence of small-scale through stratification from 20 – 24 m (facies F4) which is the product of compound bars as is the compound cross stratification from 24 – 29 m (facies F9). Convolute bedding (facies F13) from 2 up to 6m, from 16 up to 18 m and from 33 to 34 m.

Figure 18. Interpreted photomosaic showing the vertical association from bottom to the top of Eolian Dunes (AE4), Downstream Accretion Compound Bars (AE2) and Unit bars (AE1). (A) Detail of AE4 with convolute bedding, limited on top by erosive channel-base surface (6), which bounds it from inclined compound coset of sandstones with compound cross stratification.

Figure 19. General view of the whole outcrop shown on fig. 13 (TUC40.2 with the interpreted columnar sections (A-G). Section A shows the bottom dominated by bar top deposits, which are superposed by eolian reworking surface (8) and to the top by a bar increment surface (4), bounding it from the compound dunes and downstream accretion bars (AE1 and AE2). The latter elements dominate the fluvial succession and can reach up to 20 m thick deposits, sometimes intercalated with thin bar top deposits composed of mudstones (bar top surfaces – 7 of the sections C, F and H).

(up to five meters thick) avalanche foreset, which on their turn are bounded by low angle superposition (climbing) surfaces of similar elements, thus attesting their origin in periodic or semi-periodic bedforms. The latter characteristic is central in setting unit bars and large dunes apart from compound bars, as avalanche foresets can be found in bar deposits (e.g. Best et al. 2003), but bars do not systematically climb each other as do dunes of the same train or semi-periodic unit bars.

CONCLUSIONS

The detailed study of large-scale exposures of the Early Cretaceous São Sebastião Formation of Northeastern Brazil, composed mainly of cross-stratified pebbly coarse sandstones, lead to the characterization of five main fluvial architectural elements: unit bars and large compound dunes, downstream accretion compound bars, minor channel fills, eolian dunes and bar top deposits, related to bounding surfaces classified according to their interpreted origin.

The distinction between the downstream bar element and the unit bar and large compound dune element was based on the recognition of lateral transitions of large-scale (up to five meters) avalanche foresets into compound cross-sets coupled with the recognition of low angle superposition (climbing) surfaces between unit bars and/or large dunes. The abundance of the latter element is considered as evidence for deep channels, thus characterizing a large river system. The identification of the element of unit bar and large compound dunes, and its distinction from downstream accretion compound bar deposits, may though be useful in the identification and documentation of the architecture of large river deposits.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the students and colleagues who contributed during field work, specially to Cristiano Padalino Galeazzi, Gabriel de Freitas Gonçalves, Paulo Koji Hino, Rodolfo Carlos Mineli, André Sawakuchi, Carolina Reis and Carolina Santos. Thanks are due to the welcoming and helpful people who lives in the research area, specially to Zito Cancão, Rosivaldo and their families. This paper received the support of Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) in the form of research grants and scholarships (2009/53363-8, 2009/52807-0, 2009/51766-8, 2010/51559-0). We also thank CAPES (PROEX-558/2011) for scholarships for Felipe Figueiredo, Bruno Turra,

André Marconato, Bernardo Tavares Freitas, and Simone Campos Carrera and CNPq for scholarship for Renato Almeida (305218/2009-3). This study is a NAP GEO-SEDEX contribution, with the institutional support of the University of São Paulo (PrPesq).

REFERENCES

Ashley, G.M., 1990, Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 160-172.

Ashworth, P.J., Best, J.L., Roden, J.E., Bristow, C.S., and Klaassen, G.J., 2000, Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh: *Sedimentology*, v. 47, p. 533-555.

Barbosa, J.S.F., and Sabaté, P., 2004, Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features: *Precambrian Research*, v. 133, p. 1-27.

Best, J.L., Ashworth, P.J., Bristow, C.S., and Roden, J.E., 2003, Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, 516-530.

Bridge, J.S., 2003, *Rivers and floodplains; forms, processes, and sedimentary record*: Oxford U.K., Blackwell, 491 p.

Bridge, J.S., 2006, Fluvial facies models: recent developments, in Posamentier, H.W., and Walker, R.G., eds., *Facies Models Revisited: SEPM, Special Publication 84*, p. 85-170.

Bristow, C.S., 1996, Reconstructing fluvial channel morphology from sedimentary sequences, in Carling, P.A., and Dawson, M.R., eds., *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*: John Wiley Sons, Ltd., p. 351-371.

Church, M., and Jones, D., 1982, Channel bars in gravel-bed rivers, in Hey, R.D., Bathurst J.C., and Thorne C.R., eds., *Gravel Bed Rivers*: John Wiley Sons, Ltd, Chichester, p. 291-324.

Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomem, P.S., Silva, H.S.R.L., and Kosin, M.D., 2007b,

Sub-bacias de Tucano Norte e Bacia de Jatobá: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, p. 445-453.

Costa, I.P., Milhomem, P.S., Bueno, G.V., Silva, H.S.R.L., and Kosin, M.D., 2007a, Sub-bacias de Tucano Sul e Central: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, p. 433-443.

Fielding, C.R., 2007, Sedimentology and Stratigraphy of Large River Deposits: Recognition in the Ancient Record, and Distinction from “Incised Valley Fills”, in Gupta, A., ed., Large Rivers: Geomorphology and Management: Centre for Remote Imaging, Sensing and Processing, National University of Singapore, Singapore, p. 97-114.

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

Gava, A., Nascimento, D.A., and Vidal, J.L.B., 1983, Levantamentos de recursos naturais, Projeto RADAM Brasil, folha SC 24/25, Aracaju-Recife, Rio de Janeiro, v. 30, 856 p.

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

Jackson, R.G., 1975, Hierarchical attributes and a unifying model of bedforms composed of cohesionless material and produced by shearing flow: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 1523-1533.

Magnavita, L.P., 1992, Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brazil [PhD Thesis], University of Oxford, 493 p.

Magnavita, L.P., 1996, Estruturas e Tectônica do Rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá, Cap. XI, Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia: SGM, Salvador, p. 239-259.

Magnavita, L.P., and Cupertino, J.A., 1988, A new approach to the geological

configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá Basins: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, p. 222-230.

Magnavita, L.P., Destro, N., Carvalho, M.S.S., Milhomem, P.S., and Souza-Lima, W., 2003, Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano: Fundação Paleontológica Phoenix, Ano 5, Série Bacias Sedimentares, v. 52.

McKee, E.D, and Weir, G.W., 1953, Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 64, p. 381-390.

Miall, A.D., 2006, How do we identify big rivers? And how big is big?: *Sedimentary Geology*, v. 186, p. 39-50.

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

Miall, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*: Springer, Berlin, 575 p.

Miall, A.D., 1993, The architecture of fluvial-deltaic sequences in the Upper Mesaverde Group (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah, in Best, J.L., and Bristow, C.S., eds., *Braided Rivers*: Geological Society, London, Special Publications 75, p. 305-332.

Milani, E.J., and Thomaz Filho, A., 2002, Sedimentary Basins of South America, in Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., eds., *Tectonic Evolution of South America*, p. 389-449.

Milani, E.J, and Davison, I., 1988, Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil: *Tectonophysics*, v. 154, p. 41-70.

Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., and Pessoa Neto, O.C., 2007, Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas: *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15.

Moore, A.E., Cotteril, F.P.D., Main, P.L.M., and Williams, H.B., 2007, *The Zambezi*

river, in Gupta, A., ed., *Large Rivers: Geomorphology and Management: Centre for Remote Imaging, Sensing, and Processing*, National University of Singapore, Singapore, p. 311-332.

Mountney, N.P., 2006, Eolian facies models, in Posamentier, H.W., and Walker, R.G., eds., *Facies Models Revisited: SEPM, Special Publication 84*, p. 19-83.

Potter, P.E., 1978, Significance and origin of big rivers: *Journal of Geology*, v.86, p. 13-33.

Reading, H.G., 1996, *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*: Blackwell Science, 704 p.

Reesink, A.J.H., and Bridge, J.S., 2007, Influence of superimposed bedforms and flow unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars: *Sedimentary Geology*, v. 202, p. 281-296.

Reesink, A.J.H., and 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*, v. 222, p. 274-300.

Reesink, A.J.H., and Bridge, J.S., 2011, Evidence of bedform superimposition and flow unsteadiness in unit-bar deposits, South Saskatchewan River, Canada: *Journal of Sedimentary Research*, v. 85, p. 814-840.

Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Woodward, J., and Simpson, C.J., 2005, The morphology and facies of sandy braided rivers: some considerations of scale invariance, in Blum, M.D., Marriott, S.B. and Leclair, S., eds., *Fluvial Sedimentology VII: International Association of Sedimentologists*, Blackwell, Oxford, p. 145-158.

Silva, O.B., Caixeta, J.M., Milhomem, P.S., and Kosin, M.D., 2007, Bacia do Recôncavo: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, p. 423-431.

Tandon, S.K., and Sinha, R., 2007, Geology of large rivers systems, in Gupta, A., ed., *Large Rivers: Geomorphology and Management: Centre for Remote Imaging, Sensing and Processing*, National University of Singapore, Singapore, p. 7-28.

Tunbridge, I.P., 1981, Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England: *Sedimentary Geology*, v. 28, 79-95.

Walker, R.G., 1992, Facies, facies models and modern stratigraphic concepts, in Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models and Response to Sea-level Change*: Geological Association of Canada, p. 1-14.

6.2. Artigo 2 – *Fluvial Bars and Floodplain deposits near a high accommodation zone (Neocomian to Barremian São Sebastião Formation, Tucano Basin, Northeastern Brazil)*

- a ser submetido à revista Brazilian Journal of Geology.

Abstract

Rift basins are characterized by great structural complexity, with the interaction among transfer zones, master faults and minor faults controlling the structural highs and depocenters. The distribution of these features results in differential rates of subsidence and accommodation, implying in variations in the form of preservation and in the architecture of fluvial systems. Areas with higher rates of accommodation can be responsible for greater preservation of architectural elements related to floodplains. Scenarios of this type are found in the eastern part of the Tucano Central Sub-Basin, where occurred the highest rate of accommodation in the whole Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system (Early Cretaceous, Northeastern Brazil), related to the movement of a basin-border fault near the Cícero Dantas low and the Vaza Barris Transfer Zone. In this area, fluvial deposits of the São Sebastião Formation crop out (Neocomina to Barremian), showing the intercalation between the deposits of sandy fluvial bars and fine-grained floodplains. The interaction between these elements is interpreted as the consequence of frequent channel avulsion, on its turn induced by local tectonic movements capable of shifting the channels laterally and thus promoting abandonment and the installation of environments dominated by the settling of fine particles. The comparison of these deposits with the successions dominated by sandy bars of the central areas of the same basin suggest that local tectonic controls, variations in the tilt of the basin floor and higher subsidence rates were responsible for the preservation of the floodplain deposits.

Resumo

Bacias tipo rift são marcadas por grande complexidade estrutural, caracterizada pela interação entre zonas de transferência, falhas mestras e falhas menores controlando altos estruturais e depocentros. A distribuição destas feições resulta em taxas de subsidência e de geração de espaço de acomodação diferenciados, implicando em variações na forma de preservação e na arquitetura de sistemas fluviais. Áreas com taxas de acomodação mais elevadas podem ser responsáveis pela maior preservação de elementos arquiteturais relacionados a planícies de inundação. Cenários deste tipo ocorrem na borda leste da sub-bacia Tucano Central, onde ocorreu a mais elevada taxa de acomodação do sistema de rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Eocretáceo, Nordeste do Brasil), relacionada à movimentação da falha de borda, próximo ao Baixo de Cícero Dantas e à zona de transferência do Vaza Barris. Nesta área ocorrem depósitos fluviais da Formação São Sebastião (Neocomiano a Barremiano) com intercalações entre depósitos de barras arenosas e de planícies de inundação. A interação entre esses elementos foi interpretada como produto de frequente avulsão, por sua vez, induzida por movimentações tectônicas locais, capazes de deslocar o canal principal lateralmente, promovendo seu abandono e posterior instalação de ambiente dominado por depósitos de decantação. A comparação desses depósitos com sucessões dominadas pela superposição de barras arenosas no centro da bacia sugere que fatores tectônicos, variações na inclinação do substrato e as taxas de subsidência mais elevadas exerceram controles locais na preservação de planícies de inundação.

Keywords

Fluvial bars, floodplains, avulsion, Tucano Basin, São Sebastião Formation

Palavras-chave

Barras fluviais, planícies de inundação, avulsão, Bacia Tucano, Formação São Sebastião

INTRODUCTION

The complexity of the structural framework of rift basins, characterized by the interplay between faults with varied attitude and displacement and the development of internal highs, depocenters and transfer zones (e.g. Rosendahl 1987, Morley et al. 1990, Rosendahl et al. 1992), leads to a complex spatial distribution of subsidence rates (e.g. Gawthorpe et al. 1994). This spatial variation of subsidence can cast influences in the architecture of fluvial systems, creating coeval settings of high- and low- accommodation in the same basin (e.g. Leckie and Boyd, 2003), characterized, among other features, by variations in the sedimentation rates, preservation of floodplain deposits, frequency and connectivity of channel sand-bodies, and frequency and development of paleosols. Fluvial systems with high proportions of preserved floodplain deposits are commonly associated with the high sinuosity of channels, reduced slope gradients and small rates of lateral migration of the channel belt (e.g. Miall, 1996, Bridge 2006). Therefore, a change from a bed-load dominated braided fluvial system in the low-accommodation setting in the basin to a mixed-load meandering system in the high-accommodation setting could be expected. Nevertheless, the characterization of the accommodation controls on fluvial channel style are not well documented. The São Sebastião Formation (Early Cretaceous, Northeastern Brazil) comprises thick (up to 3000 m) fluvial successions, composed mostly of pebbly sandstones previously interpreted as braided river deposits (Figueiredo et al. 2013, submitted). The unit was deposited in a rift basin (Recôncavo-Tucano-Jatobá rift) during the extensional events that culminated in the opening of the South Atlantic Ocean. This formation crops out in different structural domains in the basin, including an area above its deepest depocenter, the Cícero Dantas low, and another inside the Vaza Barris Transfer Zone, both located in the Central Tucano sub-basin (Fig. 1), enabling the characterization of the fluvial architecture and interpreted channel styles in a clearly characterized high-accommodation setting.

GEOLOGICAL SETTING

The Central Tucano sub-basin is the best exposed portion, in Eastern Brazil, of an aborted rift system which culminated with the opening of the South Atlantic ocean. It is a 100 km long and 60 km wide sub-basin mainly controlled by N-S master fault at the eastern border and secondarily by transversal structures. Subsurface data show an area of intense lithospheric stretching which governed the onset of mechanical subsidence (Ussami

Figura 20. Geological map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) Rift and its adjacent basement rocks, highlighting the outcrops of the São Sebastião Formation. Figure modified from Gava et al. 1983, Magnavita et al. 2003, Barbosa and Sabaté 2004.

et al. 1986, Milani and Davison, 1988).

This portion of the basin is also affected by the Vaza Barris Transfer Zone, which actuated as an accommodation area that transferred the movement of the eastern master border fault to another fault located on the opposite side at the Northern Tucano sub-basin (Magnavita, 1996) (Fig. 1). The main border fault of the Central Tucano sub-basin controlled its depocenter, located in the region of Cícero Dantas, where the deepest lows reach 10,000 m depth (Magnavita et al., 2003), filled by lacustrine, fluvial and alluvial-fan deposits.

The maximum thickness of the Neocomian and Barremian (140 -125 Ma) São Sebastião Formation is of 3050 m near the study area (Magnavita et al., 2003). Previous interpretation of outcrops and core logs (e.g. Viana et al., 1971, Sensora, 1982) lead to the proposition of a fluvial origin for most of these sandstones, indicating a prolonged period of fluvial deposition during intense tectonic activity of the border fault. Previous paleocurrent analysis point to a southward mean direction of transport the whole unit (Sensora, 1982).

Works based on seismic profiles defined the basin-scale reflectors and indicate, from their geometric patterns, that the uppermost record of the São Sebastião Formation is exposed on the eastern part of the Central Tucano sub-basin, and also that it resembles the arrangement of braided river channel belts that prograded towards the south (e.g. Magnavita et al., 2003; Costa et al., 2007a,b).

METHODS

The analysis of the architecture of fluvial deposits from the São Sebastião Formation was made in six outcrops located in the eastern border of the Central Tucano sub-basin, along the BR-110. Rock exposures of up to 10 m height and few hundred meters long were subject of facies and architectural element analysis (e.g. Reading, 1986, Walker, 1992, Miall, 1990, Miall, 1996 and Miall, 2000). Columnar stratigraphic sections and outcrop maps based on photomosaics were elaborated to represent the vertical and lateral distribution of lithofacies and architectural elements. Orientation of cross-strata and bounding surfaces were measured in order to evaluate paleocurrents and the orientation of architectural elements relative to paleoflow directions. The hierarchy of the bounding surfaces from the São Sebastião Formation is presented on Tables 6, 7. The interpretation of lithofacies and architectural elements are summarized on Tables 3, 4, 5.

RESULTS

Facies Analysis and Architectural Elements

The combination of facies and architectural element analyses led to the identification of fifteen facies (Tables 6, 7), eight bounding surfaces (Tables 8, 9) and seven architectural elements (Unit Bars and large compound dunes – AE1, Downstream Accretion Compound Bar - AE2, Minor Channel Fill – AE3, Eolian Dunes – AE4, Floodplain Fines - AE5, Abandoned Channel - AE6, Crevasse Splay – AE7) (Table 10).

UNIT BARS AND LARGE COMPOUND DUNES– AE1

This element is one of the most common in the studied exposures and comprises tabular beds of pebbly coarse-grained sandstones with large-scale cross-bedding (Fig. 21). The beds are composed by a single, more than 1 m thick (averaging 1.5 m) cross-bed set, which is the diagnostic characteristic of this element, showing internal tabular or, less frequently, trough cross stratification. Notice that the compound cross-sets of this element are distinguishable from compound cross-sets of accretion in compound bars (see below). Convolute cross bedding is common, at some places resulting in the obliteration of previous structures, but usually laterally associated with single large cross-sets (Fig. 22 A). Individual beds extend from 10 m to 30 m towards dip direction and frequently have internal surfaces steeper than the surface bounding the host bedform, resulting in the record of a bedform reactivation surface – 2 (Table 8). The upper bounding surface of the element is frequently of one of these three types (Tables 8 and 9): channel-base surfaces, bar increment surfaces or unit bar / compound dune superimposition surfaces. Lower bounding surfaces of the element are either bar increment surfaces or unit bar / compound dune superimposition surfaces. Paleocurrent data from this element show a mean vector per outcrop either towards the southeast or the southwest.

INTERPRETATION

This element is interpreted as the result of the migration of trains of semi-periodic unit bars or periodic large dunes with straight crests, which transition to compound mesoforms with smaller dunes migrating on their lee-side face due to variation in the flow conditions. High-angle cross-stratification is interpreted as the result of alternating grain flow and grain fall on the foresets, combined with previous sorting by smaller bedforms migrating

CODE	FACIES	DESCRIPTION	INTERPRETATION
F1	Sandstone with plane-parallel lamination	Fine sandstones with plan-parallel lamination. It is mainly composed of tabular sets with 10 m of lateral continuity and 20 cm thick and can reach 1.5 m. The facies transitions to the top to sandstones with climbing ripples (F3) or to pebbly sandstones with trough cross stratification (F8). The lamination is laterally convolute, preserving decimetrical (30 cm thick) folded aspect. It is frequent the presence of current primary lineation.	The main depositional mechanism involves the existence of rapid flow, in plane bed, under an almost critic flow regime. The convolute aspect is indicative of fluidization and liquefaction processes, triggered either by seismic activity or by overlying sediments saturated in water.
F2	Sandstones with low angle cross lamination	Fine to medium sandstones with low angle cross lamination, organized in centimetric and decimetric sets (10 – 25 cm). It can frequently transitions to compound sets that ranges from 2 to 4 cm, but can reach 15 cm of thickness. The foresets that dips gently have sparse granules and pebbles with 1 cm, mostly composed of vein quartz.	The depositional mechanism is the migration of sub-aqueous, low amplitude bedforms, under lower flow regime.
F3	Sandstones with climbing ripples	Fine to medium, micaceous sandstones with climbing ripples, predominantly supercritic and minorly critic, that can reach 2.5 cm of amplitude and wave length of 5 cm. The facies is organized in 10 cm thick sets with lateral continuity of 10 m, and is intercalated at the top and the base in a transitional way with facies F1.	The major depositional mechanism is the migration and climbing of ripples, associated with settling processes, which is the product of slow water flow, evidenced by mud and mica drapes over the bedform. The fact that the facies overlies and it is overlain by facies F1 indicates the existence of a cycle that increased and decreased water flow velocities.
F4	Sandstones with trough cross stratification	Medium to coarse trough cross stratification, with mean thickness of 10 cm. The facies is organized in sets that varies from 10 to 50 cm of tabular strata or lenses that can reach 3 m of lateral continuity. They are limited at the base by a sharp bounding surface with separates it from the underlying pebbly sandstones with intraclasts (F6) or from sandstones with climbing ripples (F3). Occasionally the facies presents a skarp limit with sandstones with convolute bedding (F13) and transitional to the top with facies F1.	This facies corresponds to the product of migrating sub-aqueous dunes, under lower flow regime.
F5	Massive sandstone	Medium to coarse sandstones, organized in tabular sets that varies from 10 to 50 cm in thickness and frequently present irregular bounding at the base. The facies alternates with F1 at the base and with F4 at the top.	This facies is related to rapid depositional processes, associated with local erosion of the underlying soft bed, possibly due to destabilization of bedforms.
F6	Massive sandstones with intraclasts	Medium to coarse, poorly sorted sandstones, with sparse granules and pebbles that transitions to the top to massive aspect with intraclasts of sandy siltstone and mudstones. The facies is arranged as tabular strata that varies from 5 – 10 cm thick, but can locally reach 15 cm in thickness. The lower limit is irregular with the facies F1 and the upper limit transitions with sandstones with tabular cross stratification (facies F7) and with facies F4.	This facies is related with rapid depositional processes, associated with erosion of the underlying soft bed, possibly due to destabilization of bedforms.
F7	Pebbly sandstone with tabular cross stratification	Fine to medium sandstones with tabular cross stratification and sparse granules and pebbles. The facies comprises tabular cosets that can reach a maximum of 5 m thick and lateral continuity of 50 m. Each set is normally less than 0.15 m in thickness and 1 m of extension. At the lower limit is erosive with the mudstone with root mark (F8), the convolute bedding (F13) and transitional with the facies F6. Its upper limit is transitional with the facies F1 and with sandstones with tabular cross stratification (F13).	This facies is interpreted as the product of sub-aqueous currents that generates bedforms migration under lower flow regime.

Tabela 6. Summary of the lithofacies of the São Sebastião Formation

CODE	FACIES	DESCRIPTION	INTERPRETATION
F8	Mudstones with root marks	Laminated mudstones with load structures (balls and pillow), laterally associated with root marks. The facies presents a tabular geometry, a gentle dip towards the east, lateral continuity of 50 m and mean thickness of 0.70 m. The facies upper limit is sandy and erosive with the facies F7, and sometimes is lenticular and interbedded with the facies F4.	This facies reveals the predominance of settling processes similar to that described in vegetated flood-plains. The presence of load structures suggests the income of sands over water saturated sediments, that can occur at this environment.
F9	Sandstones with compound cross stratification	Medium to coarse sandstones with compound cross stratification, that preserves two granulometric laminae over the foresets, which are mostly formed by 0.5 cm to 3 cm thick granules and 1 to 3 cm of coarse sand. It is organized as tabular or gently irregular sets with 10 m of lateral continuity and 0.5 m thick. It is normally interbedded with facies F7 or F9. Its upper and lower limit is sharp, frequently inclined around 10°-15°, dipping less than the foreset (around 10°-40°), forming the compound cross stratification.	The deposition mechanism is the migration of straight crest dunes. The two granulometric laminae over the foresets suggests a previous sorting by parasite ripples climbing the dune stoss side. The inclined set limits reveals the climbing of dunes with small amplitude over larger ones.
F10	Sandy siltstone with heterolithic lamination	Sandy siltstone with heterolithic lamination. The facies varies from 0.1 m to 2 m thick sets that have commonly tabular geometry and is frequently interbedded with the facies F3 and F13 in the lower limit and with F1 and F13 in the upper limit. It is less common in association with the facies F9 as an erosive contact in the upper limit and can reach a maximum lateral continuity of 8 m.	This facies is interpreted by the alternation of settling and traction processes, and the occurrence of syn-depositional fluidization and liquefaction processes.
F11	Massive conglomerate	Massive conglomerates either composed of vein quartz and few phyllites with the maximum diameter of 5 cm, or of polyimitic composition, from pebbles to boulders of granitoids, phyllites, acid volcanic rocks, schists, with sparse lenses of facies F5, arranged in 10 cm thick strata, that are interbedded with facies F3 and presents lateral continuity of 10 m. In some sites it is record as channelized geometries of 1 m thick and maximum lateral extension of 10 m.	The facies is interpreted as the product of bedload transport in a fluvial channel.
F12	Stratified conglomerate	Stratified conglomerate, with insipient imbrication of clasts, that varies from granules to boulders. The aspect can be polyimitic, containing lithotypes of granitoid, quartzites, sandstones, schists, limestones, phyllites, conglomerates or ologomitic, composed of calcarenites and quartzites. The facies presents tabular or lenticular geometry, and a varied thickness from 0.5 m and 4 m, and lateral extension of 15 m. It is mostly interbedded, bounded by erosive limits with facies F4 and F9.	The facies can be interpreted as the product of bedload transport under plane bed or simultaneously with low amplitude bedforms (bed load sheets <i>sensu</i> Bridge (2006)).
F13	Sandstone with convolute bedding	Fine to coarse sandstones with convolute bedding. The facies, frequently, records pillar and flame structures that reaches a maximum of 2 m thick and several meters of lateral continuity (15 m). This structures disrupts the original arrangement of the facies, the set limits and less frequently, the whole cosets. The facies laterally transitions to facies F4, F7 and F9.	This facies can be interpreted as the result of liquefaction and fluidization processes, whether triggered or not by seismic activity. Because load structures may be the result of rapid income of sediment over a soft bed layer, saturated in water (Tunbridge, 1981).
F14	Fine sandstones with large trough cross stratification and pin-stripe structure	Fine sandstones with large trough cross stratification. The facies is arranged in sets that varies from 0.5 m when recorded as tabular strata to 5 m thick when preserved as large trough cross stratification. The main textural aspects that individualizes the facies are the pin-stripe and well sorted granulation. The facies is mostly interbedded with F4, F7, F9 and F10, and have erosive upper and lower limits.	The facies is interpreted as the product of eolian dunes migration.
F15	Fine to medium sandstones with sigmoidal cross stratification	Fine to medium sandstones with sigmoidal cross stratification. The facies has 1.0 m thick and 2 m of lateral extension, frequently records the foreset that gently reach the lower set limit and transitions to the top to a plane bed (facies F1), with the record of the topset.	The deposition mechanism is attributed to the transition from lower to upper flow regime, which explains the record of a bed plane set over the cross strata during the bedform flattening (Fielding, 2006).

Tabela 7. Summary of the lithofacies of the São Sebastião Formation

on the stoss side of the large-scale mesoforms. High-angle compound cross-sets may be the result of migration of superimposed dunes with heights more than 25% of the host bedform (Reesink Bridge 2007, 2009, 2011), but compound cross-sets with boundaries dipping less than 15° mark a change in the morphology of the host mesoforms, indicating the migration of superimposed bedforms on the lee-side of the host bedform, possibly due to flow depth variation.

DOWNSTREAM ACCRETION COMPOUND BAR - AE2

Downstream accretion compound bars are chiefly individual sandstone beds with tabular or gently dipping geometry with individual set thickness ranging from 0.05 m to 1 m (Figs. 21, 22 C and 23). The vertical stacking of sets comprises few meters thick successions (4 m), frequently with 100 m of lateral extension, which are bounded at the bottom by channel-base surfaces – 6 (Figs. 21 and 23). Internally, the sets are composed of sandstones with tabular and trough cross-stratification (Fig. 22 B), or compound cross-stratification with cosets of 0.10 to 1 m thick, generally with inclined set boundaries in the opposite direction of climbing (small dune superimposition surfaces - 1). These structures are locally convoluted, sometimes with complete obliteration of the stratification. The main internal surfaces are inclined set (small dune superimposition surfaces - 1) and coset bounding surfaces - 3, as well as bar increment surfaces (4) showing average dips towards the south (Tables 8 and 9), the latter frequently dipping more than the foreset and in the same direction of the paleoflow.

INTERPRETATION

This element is interpreted as the result of migrating braid bars, with dominant downstream accretion.

MINOR CHANNEL FILL - AE3

This element comprises the fill of gently concave up structures scouring the upper bounding of unit bars (AE1) and downstream accretion bars (AE2). The bottom of the element is limited by a channel-base surface – 6 (Tables 8 and 9) that ranges from 3 to 80 m length and has the flat top surface bounded by an bar increment surface – 4, which separates it from the overlain AE2. The main fill is composed of fine sandstone with plane-parallel lamination (F1) and medium to coarse-grained sandstone with tabular or

Figura 21. Part one and two of five (Figs. 22 and 23) of the interpreted photomosaic from site 5 (see map, Fig. 20). From southward to northward the interpreted elements reveals the presence of Unit bars (AE1) with a minor channel on top, filled by plane beds (facies – F1, Tab.6, Fig. 22 F), immediately incremented by Downstream Accretion Compound Bars (AE2) which to the top are bounded by a Floodplain Fines element (AE5). This spatial relation and the increased frequency of small dunes superimposition surfaces -1 and bedform reactivation surfaces -2 can be interpreted as the result of lower water levels and hence the decreased height and lateral continuity of the migrating bedforms towards the top. On the left of Part 2, the element association is interpreted as the time lapse between an avulsion process, recorded as an irregular north-dipping channel-base surface - 6, the filling of an abandonment channel by mud and fine fine grained facies, later partly eroded by downstream accretion bars. All Unit bars (AE1), Downstream Accretion bars (AE2) and Minor channels (AE3) indicates a major migration of internal bedforms to southwest. The comparison of PC (paleocurrent) and set-boundaries for each bedform also suggests a predominantly downstream a paleoflow.

Surface	Associated geometry	Main characteristics	Interpretation
(1) - Small dune superimposition surface		<p>Surfaces bounding sets of cross-strata of similar composition and structure, either horizontal or inclined at angles of up to 15° and lateral extension of up to 100 m in exposures parallel to the paleocurrent. In cuts perpendicular to the paleocurrent, the surface expression of the surface is often irregular, and when associated with trough cross-strata, is concave upward. The surface is common as an internal feature of the compound dune or unit bar element (AE1) and the downstream compound bar element (AE2). The surface is often concordant with coset bounding surfaces (3) and periodically cut by reactivation surfaces (2) and bar increment surfaces (4). On the other hand, the small dune superimposition surface generally dips in the opposite direction to unit bar or compound dune climbing surfaces (5).</p>	<p>This surface correspond to the 1st order surface of Miall (1993) and to the set boundaries defined by McKee & Weir (1953). It is interpreted as the product of the superimposition between dunes of the same train, climbing in the direction of flow at a subcritical angle, and therefore preserving only the foresets of the bedforms.</p>
(2) - Bedform reactivation surface		<p>Surfaces either concordant with or inclined in relation to the coset bounding surfaces, frequently with higher dips than the underlying surfaces. It can reach lateral extensions of up to 15 m and frequently truncate inclined coset bounding surfaces (3). This surface is common as internal features of the compound dune or unit bar element (AE1), as less frequently in the downstream accretion compound bar element (AE2) and the eolian dune element (AE4).</p>	<p>Surfaces formed by changes in the direction or dip of the foresets of a migrating bedform.</p>
(3) - Coset bounding surface		<p>Surfaces bounding the top and bottom of groups of sets of cross-strata (cosets) of similar or different facies, with lateral extension frequently in excess of 100 m, always as an internal feature of the downstream compound bar element (AE2). The surfaces are generally planar and sub-horizontal, although local inclined and irregular planes occur.</p>	<p>This surface is equivalent to the 2nd order surface of Miall (1993) and is interpreted as boundaries between unit bars or compound dunes that form part of a larger compound bar.</p>
(4) - Bar increment surfaces		<p>Irregular surfaces dipping from a few up to tens of degrees, with lateral extension of up to 300 m, truncating several cosets with combined thickness of several meters, and frequently marked by the presence of centimeter thick pebbles lags. They are found only in downstream accretion compound bars (AE2).</p>	<p>This surface is interpreted as the result of interruption and subsequent reestablishment of the growth of downstream compound bars, possibly due to seasonal-scale water discharge variation. It is equivalent to the 3rd order surfaces of Miall (1993).</p>

Tabela 8. Detail of each bounding surface and associated geometry recognized in the São Sebastião Formation.

Surface	Associated geometry	Main characteristics	Interpretation
(5) - Compound dune or unit bar superimposition surface		Surfaces bounding the top and bottom of compound dune or unit bar elements (AE1), frequently inclined a few degrees in the opposed direction to the measured paleocurrent, but locally sub-horizontal. Commonly truncate set, coset and reactivation surfaces. Their lateral extension are frequently between 10 and 25 m.	This surface is interpreted as the result of the downstream climb of periodic compound dunes or semi periodic unit bars, being of higher order than the reactivation surfaces and coset bounding surfaces, but differently from the bar increment surface, reflects a continuous process.
(6) - Channel-base surface		Irregular, concave-up surfaces with low maximum dips (generally less than 30) and lateral extension between 10 and 40 m. They may be filled mainly by elements AE2 and AE6, in which case are considered, respectively, as the basal surfaces of minor or major channel fills (AE3).	The surface is interpreted as the product of erosion of previous deposits at the bottom and margin of channels of varied size.
(7) - Eolian reworking surface		Irregular surfaces with lateral extension of several tens of meters, bounding fluvial deposits (generally element AE2 - downstream compound bars) from overlying eolian deposits (element AE4).	The surface is interpreted as the result of local erosion of exposed fluvial sediments by the wind, resulting in the accumulation of eolian dunes.
(8) - Flood-plain basal surface		Irregular, concave-up or scooped surfaces with lateral extension of several tens to hundreds of meters, frequently overlying element AE2 and overlain by element AE5 - flood-plain fines.	The surface is interpreted as the result of local abandonment or avulsion of channels leading to the installation of an overbank environment overlying previous channel facies.

Tabela 9. Detail of each bounding surface and associated geometry recognized in the São Sebastião Formation.

Figura 22. Facies of Fluvial bars: A – Large cross-stratified sandstone within a unit bar – inclined arrows show how it becomes laterally convolute to the left; B – Trough cross- stratification at the bottom of a compound dune eroding underlying laminated mudstone of floodplain deposit; C – Coset of pebbly sandstones with tabular and trough cross-stratification, the scale on the lower right corner is 0.1 m height. D – Sandstone with convolute bedding; E – Massive and crudely stratified sandstone with mud intraclasts; Minor channel fill (F – Fine sandstone with plane-parallel lamination) and Eolian Dunes (G – Small-scale bedform composed of sandstone with tabular cross stratification; H – Detail of a side view from the pin-stripe texture within the small-scale bedform – the scale on the lower left corner is 0.05 m height.

compound cross-stratification (Fig. 21).

INTERPRETATION

This channel fill element is interpreted as small-scale cross bar channels or chute channels, distinguished from the major or abandoned channels (AE6).

EOLIAN DUNES – AE4

This element is composed of very fine to fine-grained cross-bedded and well sorted sandstone organized in thin strata that varies from 1 to 2 m thick and can reach maximum lateral extent of 15 m (Fig. 22G,H). This element is either deposited as tabular or gently trough sets at the top of the Unit bars (AE1) or Floodplain fines (AE5), in which they are bounded at the bottom by eolian reworking surface – 7, which erodes the underlying strata, recording an irregular and inclined surface frequently in the opposed direction of migrating bedforms (Figs. 23 and 24). Another, but less frequent, geometry associated with the element is a wedge-shaped body that varies from 1 to 3 m thick, which is bounded on top by a channel-base surface - 6 and and at the bottom by an eolian surface, which separates it from underlying and overlying downstream accretion bar elements (AE2) (Fig. 25). Paleocurrent data reveal a mean vector to the southwest.

INTERPRETATION

This element is interpreted as the result of the migration of eolian dunes due to wind reworking at the overbank environments or at the top of stabilized downstream accretion bars (AE2). The interpretation of paleocurrent suggest two paleowind directions, one to southeast and another to southwest.

FLOODPLAIN FINES - AE5

This element is composed of tabular or lenticular bodies that vary from 10 to more than 100 m length and from 0.2 cm to 3.5 m thick (Figs. 21, 23, 24). The predominant fill is composed of thin laminated siltstone with convolute laminae, sandy siltstone with heterolythic lamination, frequently overlain by mudstones and scarce mudstones with root marks (Fig. 27 A, B, C). These facies are occasionally interbedded with tabular sets of fine- and medium-grained sandstone with current and wave ripples or plane-parallel

Figure 23. Part three and four of five (lower rectangle) of the interpreted photomosaic from site 5 (see map, Fig. 20). The general spatial relation of elements shows the frequent abandonment of unit bars (AE1) and downstream accretion bars (AE2), which is recorded in the form of gently channelized surfaces on its top, later filled by flood-plain fines (AE5) or by Eolian Dunes (AE4). The transition of migrating unit bars with the largest length and heights of bedforms to small-scale bedforms bounded by an inclined surface (7), which bounds the bottom of eolian dunes and depth, further erodes (center-right – Part 3). The erosion is marked by an abrupt passage from deposition of bar-tops to eolian and flood-plain fines laterally erodes, with a steeper dip angle the AE1. This suggest an abrupt passage from deposition of bar-tops to eolian and flood-plain fines due to avulsion, later reworked by the settlement of small dune fields and flood-plain fines. Another boundary type with the same association of elements is the direct passage from large-scale unit bars to eolian dunes and flood-plain fines (center-right – Part 4), which we attributed as the time lapse of deposition from deeper unit bars to the settling of fines at the overbank environment, due to avulsion of the main channel.

Figura 24. Northernmost part (5) of the interpreted photomosaic of the site 5 (see Fig.20). The presence of 3.5 m thick of flood-plain deposits overlain by a 2 m thick deposits of Eolian Dunes corroborates the onset of deposition of an overbank environment, as the main channel deposits shifted away by avulsion processes. Columnar sections illustrates the transition of each interpreted facies at the site 5. The flood-plain basal surfaces shows the presence of three fluvial bars intercalated with three overbank environments.

Figure 25. Interpreted photomosaic (site 49, see Fig. 20) showing a succession of Downstream Accretion Bar (AE2) and its intercalation with Eolian Dunes (AE4), which is bounded at the bottom by an eolian reworking surface – 7 and on top by channel-base surface – 6, which defines the interval of deposition between the next AE2 on top. Paleocurrent reveals two components, one to southwest and other to southeast, while paleowinds points to southwest.

lamination, which form sets with an average thickness of 0.5 m. The floodplain deposits are frequently related to high ranking bounding surfaces, such as channel-base and floodplain basal surfaces. Most of the floodplain deposits described were apparently sub-horizontal or gently inclined northwards and affected by normal or inverse faults with few centimeters displacements (Figs. 23, 24). The filling of the architectural element is often lain over an horizontal bed, but the dip angle in lower bounding surfaces, although gentle, indicates local erosion before the onlapping deposits of fine-grained facies.

INTERPRETATION

This element is interpreted as the product of settling of fine-grained particles during decelerating flow or stagnant water after major floods. The interbedding of tabular sets of sandstone are the distal product of the lower reaches of crevasse splays, which were responsible by the sand input in the flood basin area, rendering an environment similar to the models proposed by Bown Kraus (1987) and Fielding (1986).

ABANDONED CHANNEL - AE6

This element is formed by a concave up structure 70 m wide and 12 m thick succession (Fig. 26), mainly composed of sandy siltstones with plane-parallel lamination and fine and very fine sandstones with climbing ripples (Fig. 27 – E), with less frequency of small-scale tabular cross stratification in the form of lenses (3 to 5 m long and 0.1 to 0.2 m thick), . The top of the element contains ripple marks with straight crest lines overlying a 1.5 m thick succession of siltstones (Fig. 27 - F). The lower bounding surface is a channel-base surface (7), which separates it from underlying accretion bar element (AE2).

INTERPRETATION

This element was interpreted as the settling of silt, clay and sand from suspension inside a small lake in the overbank area similar with the deposition on lacustrine environments (Miall,1996), which in turn were formed either by lateral shifting of the main channel, or by the abandonment of crevasse channels and small draining channels inside the floodplain (Bridge, 2003). The recognition of ripple marks with straight crest lines can be the result of wave action, which points to a possible deposition in a lake environment, but is not exclusive of this environment in overbank areas (Bridge, 2003).

Figura 27. Facies from Floodplain Fines (A – Heterolythic lamination, B – Sandy siltstones with convolute lamination overlain by a mudstone with 0.1m thick, C – Detail of root mark on mudstone deposit), Abandoned Channels (D - Massive and fine-grained sandstones with small-scale tabular cross-stratification interbedded with a siltstone lense, E – Current ripples, paleoflow from right to left, F – Wave ripples on plan view) and Crevasse Splay elements (G - 0.15 m thick tabular cross stratification, H – Trough cross stratification).

CREVASSE SPLAY - AE7

The element geometry is a sandstone body that dips southwards in a moderate angle and is bounded by a floodplain-basal surface – S8 (Table 9). It is mainly composed of up to 0.5 m thick sets of tabular and trough cross stratification (Fig. 27 – G, H), and less frequent plane-parallel lamination, totalizing a 1.80 m thick wedge (Fig. 28). It represents a lateral extension of 10 m, underlies and is overlain by the floodplain element(AE5). Laterally northwards it becomes concave up above the downstream accretion compound bar (AE2), which clearly resembles a local positive relief (extreme right of Fig. 28). The paleocurrent of this element was obtained from the measurement of trough and tabular cross stratification. They revealed a mean vector to the south.

INTERPRETATION

This element is interpreted as the deposits of a levee that advanced into the overbank environment. Although the lateral extension is by far smaller than those interpreted by Miall, 1996, which points to an order of thousands of meters, the wedge shape is characteristic of levees in modern rivers (Bridge 2003, Smith Perez-Arlucea 1994) and the top of the element resembles minor channel fills, which can be interpreted as the transition of the channel into levee element (Miall, 1996; Bristow et al.1999). The paleocurrent indicates that the migration of bedforms during the crevasse splay was southwards.

Spatial relation among elements

The most common architecture found on the studied exposures is characterized by the alternation of channel macroforms (Unit bars – AE1 and Downstream accretion compound bars - AE2) and the deposits of overbank environments, dominated by settling processes (Floodplain fines - AE5, abandoned channel - AE6 and crevasse splays - AE7). The latter interpreted elements are similar to the overbank environments described from modern and ancient deposits (e.g. Nanson Crooke, 1992, Miall 1996, Bridge 2008). Eolian beds (AE4) are found in association with the overbank successions, and record local eolian reworking of exposed surfaces.

Local minor-channel fills (AE3) are composed of well-sorted fine sandstone with plane-beds and small-scale bedforms, indicating high froude numbers and thus small water depths and faster current flow during their deposition. The abrupt passage of channel-base

CODE	ARCHITECTURAL ELEMENTS	DESCRIPTION	INTERPRETATION
AE1	Unit bars or compound dunes	Tabular beds composed by a single, more than 1 m thick (averaging 1.5 m) cross-bed set, are the diagnostic characteristic of this element, showing internal tabular or, less frequently, trough cross stratification. Convolute cross bedding is common, at some places resulting in the obliteration of previous structures, but usually laterally associated with single large cross-sets. Individual beds extend from 10 m to 50 m in the dip direction.	This element is interpreted as the result of the migration of trains of semi-periodic unit bars
AE2	Downstream accretion compound bar	Downstream accretion compound bars are chiefly individual sandstone beds with tabular or gently dipping geometry with individual set thickness ranging from 0.05 m to 1 m. The vertical stacking of sets comprises few meters thick successions (6 m), frequently with 100 m of lateral extension, which are bounded at the bottom by channel-base surfaces – 6 (Fig 3 and 4). Internally, the sets are composed of sandstones with tabular and trough cross stratification, or compound cross-stratification with cosets of 0.10 to 1 m in thickness, generally with inclined set boundaries in the opposite direction of climbing (small dune superimposition surfaces - 1)	This element is interpreted as the result of the migration braid bars, with dominant accretion in the downstream direction.
AE3	Minor Channel fill	This element comprises the fill of concave up structures cutting the element downstream accretion bars (AE2) with its bottom limited by a channel-base surface – 6 (Tables 3 and 4). It ranges from 1 to 5 m in thickness and 3 to 80 m in width, and has flat top surface overlain by AE2. The main fill is composed of fine sandstone with plane-parallel lamination and medium to coarse sandstones with tabular or compound cross stratification	This channel fill element is interpreted as small-scale cross bar channels or chute channels, distinguished from the major or abandoned channels (AE6).
AE4	Eolian dunes	This element is composed of very fine to fine-grained cross-bedded and well sorted sandstones organized in thin strata that varies from 1 to 2 m thick and can reach maximum lateral extent of 15 m	This element is interpreted as the result of the migration of eolian dunes due to wind reworking at the overbank environments or at the top of stabilized downstream accretion bars (AE2)
AE5	Flood-plain fines	This element is composed of tabular or lenticular bodies that vary from 10 to more than 100 m in length and from 0.2 cm to 3.5 m thick. The predominant fill is composed of thinly laminated siltstone and sandy siltstone with heterolythic lamination and siltstone with root marks.	This element is interpreted as the product of settling of fines from suspension and occasional sand flows on a floodplain basin at the overbank environment
AE6	Abandoned Channel	This element is formed by a concave up structure with 20 m wide and 4 m thick, mainly composed of fine-grained sandstones with current ripples, plane-parallel lamination and small-scale tabular cross stratification in the form of lenses (3 to 5 m long and 0.1 to 0.5 m thick), laminated siltstone and mudstone with or without root marks	This element was interpreted as the settling of silt, clay and sand from suspension inside a small lake in the overbank area, formed either by lateral shifting of the main channel, or by the abandonment of crevasse channels
AE7	Crevasse Splay	The element geometry is a sandstone body that dips southwards in a moderate angle and is bounded by a flood-plain-basal surface – S5 (Table 4). It is mainly composed of up to 0.5 m thick sets of trough and tabular cross stratification, and less frequent plane-parallel lamination, totaling a 1.80 m thick wedge	This element is interpreted as the deposits of a levee that advanced into the overbank environment.

Tabela 10. Description and interpretation of architectural elements of the São Sebastião Formation near the Cícero Dantas low

surfaces at the bottom of the element can be related to the development of shallow bar-top channels (Bridge, 2006) that could partly erode the bar-top of the bar succession, which is corroborated by the spatial relation with channel bars (Fig. 21 – Part 1, Fig. 29 – Part 1).

DISCUSSION

The integration of facies, paleocurrent and architectural element analysis allowed to interpret the exposures of the upper part of the São Sebastião Formation in the eastern Tucano Central sub-basin as a mixed-load fluvial system dominated by downstream accretion bars and with the preservation of overbank deposits, frequently associated with the avulsion of small fluvial channels. The frequent occurrence of convolute beds probably indicates seismic activity, which is in accordance with the interpreted syn-rift setting for the succession.

Considering that the studied area exposes a greater proportion of floodplain and fine-grained bar top deposits than the remaining areas of the Tucano Central sub-basin (Figueiredo et al. 2013 submitted), and that this particular area is partly coincident with the depocenter of the sub-basin (Cícero Dantas low – see Fig.20), controlled by the master basin border fault to the east, a model integrating the fluvial architecture and the syn-depositional tectonic model (e.g. Magnavita, 1996) can be proposed. Two main controls of the local tectonic setting on the fluvial architecture must be considered: (1) the greater rates of accommodation space generation in the area of maximum subsidence, which can account for the enhanced preservation of overbank deposits, and (2) a tendency to frequent channel avulsion in response to both the higher rates of alluvial plain accretion and the tectonic tilting of the basin floor towards the basin border fault. In this way the tectonic control on the river system could either shift the channels laterally (e.g. Alexander et al. 1994; Peakall et al. 2000) or increase the subsidence rate (Miall, 1996), thus contributing to more frequent avulsions into subsiding floodplains (Bridge, 2006). This seems to be the case when we compare the number and frequency of avulsion surfaces in the area of the present study with that of the basin center (Figueiredo et al. 2013 submitted).

The greater subsidence rates, which are the highest in the whole Tucano-Recôncavo-Jatobá rift system, conditioned by the existence of a master fault (Magnavita et al 2003), also favor the preservation of floodplains (Bentham et al. 1993) and can explain the onlap pattern described in several of the outcrops (Figs. 4, 5, 11), which could be the result

Figure 28. Interpreted photomosaic (site 6, see Fig. 20) of the crevasse splay wedge (AE7) over flood-plain deposits (AE5) indicating a paleoflow towards south (left). The crevasse splay deposit is bounded at the bottom by an irregular floodplain basal surface (8) dipping south. The person for scale is 1.75 m tall. The systematic abrupt superimposition of floodplain fines and Eolian dunes over Unit Bars with large-scale cross-bedding formed in the deep parts of channels (Fig. 23 – Part 4) is interpreted as the result of higher bank surfaces than those due to bar-top erosion, possibly related to channel avulsion (e.g. Jones Haje, 2007). This suggests that the deposition of floodplain fines are not necessarily related to the accretion of smaller-scale bedforms that migrated over larger host bedforms and were preserved in the form of bar-top deposits in the sense of Best et al. (2006). Additionally, the onlap pattern, which indicates the erosion of the previously deposited bar succession, later overlain by flood-plain fines in the opposite angle of migration against the floodplain basal surface (Figs. 23, 24, 30) is more consistent with the avulsion of the main channel, which would create an isolated environment, more susceptible to the preservation of mud and sandy-silt particles deposits than at the bar top.

Figura 29. Part one of two interpreted photomosaics (see Fig. 30). (1) From the bottom to the top the first level of the outcrop is composed of a 5 m thick fluvial unit bars (AE1) superimposed on downstream accretion bars (AE2) that migrates southwards and are bounded by pebble lags interpreted here as bar increment surfaces – 4. The top-right sets become thinner, but turns laterally (southwards) into more than 1 m thick set with a convolute aspect which are, in turn, eroded by channel-base surface – 6 interpreted as a minor-channel in a bar top environment. The topmost level is composed by fluvial conglomerates and pebbly sandstones of the Marizal Formation.

Figure 30. (1) The interpretation of the photomosaic illustrates the variability of environments, from channel-bars, flood-plain (middle) to eolian dunes at the top. The geometry and facies analyses suggests the partial sub-aerial exposition of the floodplain recorded by the presence of sandy silt with mudclasts on the top of AE5, separated by a clearly erosive channel-base surface. The surface marks the return of the channel environment with the deposition of large dunes further reworked by wind at the bar top.

of a lateral migration of the channel belt. The high rates of accommodation generation can also account for the greater preservation of the shallow parts of fluvial bars, including bar-top pounds, deposits of eolian reworking and small bar-top channels (Bridge, 2008).

Regarding the channel style of the studied successions, the dominance of downstream accretion bars suggest low sinuosity braided channels (e.g. Miall, 1996), but nevertheless there is evidence for local variability in the channel style. The recognized wedge shaped crevasse splay element (AE7) dips parallel to the main flow of the accretion bars (AE2) suggesting that, locally, some channels in this area of the basin could have had high sinuosity. This may suggest episodic reduction in the slope gradient, since tectonic subsidence can promote morphological variations in fluvial styles (Alexander Leeder, 1987; Bridge, 1993b) which can, on their turn, promote changes in fluvial channel morphology. An alternative interpretation is the existence of smaller high sinuosity channels cutting through the overbank areas and coexisting with the main braided fluvial system, as pointed by Bridge (2003).

The marked differences between the architecture of the São Sebastião formation on the exposures in the area of the Cícero Dantas depocenter and the successions of other areas of the Central Tucano sub-basin (Figueiredo et al. 2013 submitted) indicate that the local tectonic controls on slope gradient, accommodation generation and basin floor tilting probably prevailed over the regional sedimentary input and drainage basin characteristics in constructing a particular fluvial environment in the studied area of the basin.

CONCLUSIONS

The architectural element analyses from the São Sebastião Formation allowed the interpretation of seven elements in the eastern border of the Central Tucano sub-basin: AE1 – Unit bars and Large compound dunes, AE2 – Downstream accretion compound bar, AE3 – Minor Channel Fills, AE4 – Eolian Dunes, AE5 – Floodplain fines, AE6 – Abandoned Channels, AE7 – Crevasse Splay. The interplay of these elements suggests the presence of a mixed load fluvial setting, dominated by the alternation of sandy fluvial bars that migrated southwards and the deposition of overbank environments in areas of higher gradient slope, inherited after local erosion and abandonment of growth of channel-bars.

In order to explain the spatial relation of bars and overbank environments at the eastern border where subsidence rates are highest, we proposed two major tectonic controls: (1) the highest accommodation space rates may have contributed to the preservation of the overbank environments that could not be eroded; (2) processes of channel avulsion in a

high frequency could be the response either to the high accretion rates at the floodplain as due to the tectonic tilt of the basin floor towards the eastern master fault. Such controls indicate that local tectonics probably prevailed over the regional sedimentary input and drainage basin in the studied area.

Acknowledgements

The authors would like to thank the students and colleagues who contributed during field work, specially to Cristiano Padalino Galeazzi, Gabriel de Freitas Gonçalves, Paulo Koji Hino, Rodolfo Carlos Mineli, André Sawakuchi, Carolina Reis and Carolina Santos. Thanks are due to the welcoming and helpful people who lives in the research area, specially to Zito Cancão, Rosivaldo and their families. This paper received the support of Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) in the form of research grants and scholarships (2009/53363-8, 2009/52807-0, 2009/51766-8, 2010/51559-0). We also thank CAPES (PROEX-558/2011) for scholarships for Felipe Figueiredo, Bruno Turra, André Marconato, Bernardo Tavares Freitas, and Simone Campos Carrera and CNPq for scholarship for Renato Almeida (305218/2009-3). This study is a NAP GEO-SEDEX contribution, with the institutional support of the University of São Paulo (PrPesq).

References

- Barbosa, J.S.F. Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features: *Precambrian Research*, 133:1-27.
- Bentham, P.A., Talling, P.J., Burbank, D.W. 1993. Braided stream and flood-plain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla formation, Spanish Pyrenees, Geological Society, London, Special Publications 75 (1), 177-194.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments, In: Bridge, J.S., Walker, R.G., Posamentier, H.W., (eds.) *Facies Models*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication N.84, p. 85-170.
- Costa, I.P., Milhomem, P.S., Bueno, G.V., Silva, H.S.R.L., Kosin, M.D., 2007a, Subbacias de Tucano Sul e Central: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(1) 433-443.
- Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomem, P.S., Silva, H.S.R.L., Kosin, M.D. 2007b.

Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da Petrobras, , 15(2) 445-453.

Figueiredo, F.T., Renato, P.A., Bernardo, T.F., André, M, Simone, C.C., Bruno, B.T. 2013. Distinguishing large mesoforms from macroforms in the Cretaceous São sebastião Formation (Early Cretaceous, Northeastern Brazil): implications for the recognition of ancient big rivers. Submitted to Journal of Sedimentary Research.

Gava, A., Nascimento, D.A., and Vidal, J.L.B. 1983. Levantamentos de recursos naturais, Projeto RADAM Brasil, folha SC 24/25, Aracaju-Recife, Rio de Janeiro, 30: 856 pp.

Leckie, D.A. Boyd, R. 2003. Towards a nonmarine sequence stratigraphic model. American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Salt Lake City, 11–14 May 2003, Official Program, Vol. 12, p. A101.

Magnavita, L.P. 1996. Mapa Geológico do Estado da Bahia. Cap. XI: Estruturas e Tectônica do Rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Texto Explicativo, Salvador, SGM. pp. 239-259.

Magnavita, L.P., Destro, N., Carvalho, M.S.S., Milhomem, P.S., and Souza-Lima, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano: Fundação Paleontológica Phoenix, Ano 5, Série Bacias Sedimentares, v. 52.

Miall, A.D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis, Springer-Verlag, New York.

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

Miall, A. D., 2000, Principles of sedimentary basin analysis, Springer-Verlag, New-York.

Milani, E., Davison, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil: Tectonophysics, 154: 41-70.

Morley, C.K., Nelson, R.A., Patron, T.L., Munn, S.G. 1990. Transfer zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. American

Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74: 1234-1253.

Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J., Collier, R.E.L. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, 11(6), 642-658.

Inda H.A.V. Barbosa J.F. 1978. Mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. Salvador, Secretaria das Minas e Energia, Coordenação da Produção Mineral.

Reading, H. G. 1996. *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science.

Peakall, J., Leeder, M., Best, J., Ashworth, P. 2000. River response to lateral ground tilting: a synthesis and some implications for the modelling of alluvial architecture in extensional basins, *Basin Research* 12(3-4), 413-424.

Rosendahl, B.R. 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 15: 445-503.

Rosendahl, B.R., Kilembe, E., Kaczmarick, K. 1992. Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics*, 213: 235-256.

SENSORIA e Geoprocessamento Ltda., S. S. R., (eds.) 1982. Guia de campo de geologia estrutural das bacias de Tucano e Recôncavo, Centro de Projetos e estudos (BA).

Ussami, N., Karner, G.D., Bott, M.H.P. 1986. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system. *Nature*, 322: 629-632.

Walker, R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts In Walker, R.G. James, N.P. (eds.) *Facies Models and Response to Sea-level Change*, Geological Association of Canada, p. 1-14.

Viana, C.F., Junior, E.G.G., Simões, I.A., Moura, J.A., Fonseca, J.D.R., Alves, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da bacia recôncavo/tucano, *Boletim Técnico Petrobras* 14(3/4), 157-192.

6.3. **Artigo 3 - *Abrupt change in maturity in a rift basin as a consequence of activation of the basin-border faults: the São Sebastião and Marizal formations (early cretaceous) in the Tucano Basin (Northeastern Brazil)***

– submetido à revista *Basin Research*

ABSTRACT

Abrupt changes in maturity of sandstone and conglomerate in tectonically active basins can be considered either as the product of rapid climatic change or of tectonic restructuring of the feeder drainage system. Besides these regional controls, changes in the configuration of local sources can expressively affect the composition of the basin fill. The Early Cretaceous fluvial successions of the Tucano Basin, a rift basin in Northeastern Brazil related to the opening of the South Atlantic, contain one such case of abrupt change in maturity, marked by the passage from pebbly sandstone and conglomerate rich in quartz and quartzite fragments (neocomian to barremian São Sebastião Formation) to more feldspathic pebbly sandstone and conglomerate bearing pebbles of varied composition (aptian Marizal Formation). Systematic analysis of the stratigraphic and spatial variation of paleocurrents and the composition of pebbles and cobbles from both units, integrated with the recognition of the distribution of fluvial and alluvial fan deposits, lead to two major conclusions: (1) Despite being regionally correlated to post-rift successions with marine influence, the Marizal Formation is laterally equivalent to alluvial fan deposits fed from an active fault scarp at the eastern border of the Tucano Basin. (2) The abrupt increase in maturity during the passage from the São Sebastião Formation to the Marizal Formation can be explained by the activation of the basin border faults after the erosional retreat of the original fault scarp. This process would have caused a reduction in the local catchment areas and a consequent interruption of the contribution from paleozoic successions rich in quartz and quartzite pebbles, which would be thereafter part of the catchment of the drainage system flowing away from the basin. The same process would expose the crystalline basement at the basin margins, thus causing the observed increase in maturity. The proposed model has important implications for the interpretation of abrupt changes in maturity in rift basin successions, since similar results are expected where activation of basin border faults occurs after the erosional retreat of scarps developed in older sedimentary or volcanic units.

1. INTRODUCTION

The distribution and composition of coarse-grained sediment in tectonically active basins are controlled by the tectonic evolution of source-areas, the configuration of the drainage systems, the patterns of weathering and exhumation of source rocks and the evolution and spatial distribution of subsidence within the basin. Major shifts in the composition of pebbles and cobbles in a sedimentary basin may result to changes in one or more of these controls, and abrupt changes in maturity of sandstone and conglomerate in tectonically active basins can be considered either as the product of rapid climatic change or of tectonic restructuring of the feeder drainage system. Besides these regional controls, changes in the configuration of local sources can expressively affect the composition of the basin fill. The Early Cretaceous fluvial successions of the Tucano Basin (Northeastern Brazil) contain one such case of abrupt change in maturity, marked by the passage from pebbly sandstone and conglomerate rich in quartz and quartzite fragments (São Sebastião Formation) to more feldspathic pebbly sandstone and conglomerate bearing pebbles of varied composition (Marizal Formation). Both units are exposed in an area bounded by normal faults, but whereas the Neocomian to Barremian São Sebastião Formation is regionally correlated to continental syn-rift successions from the extensional events that lead to the opening of the South Atlantic, the Aptian Marizal Formation is correlated with post-rift successions with marine influence. This regional context lead to previous interpretations of a thermal subsidence phase for the Marizal Formation (Magnavita, 1992; Magnavita et al., 1994), implying in a model in which a more mature basin fill is deposited during the phase of active tectonic subsidence than that of the subsequent phase of tectonic quiescence.

In order to investigate the possible controls on the change in clast composition in the Tucano Basin, systematic analyses of paleocurrents and pebble and cobble composition in both units were performed, including the recognition of their stratigraphic and spatial variability, leading to a model of predictable evolution of source areas that can potentially be applied in other rift basins. Additionally, a new model is proposed for the tectonic evolution of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, with major implications for the geological evolution of Eastern South America during the period of deposition of important hydrocarbon reservoir successions further south (Campos and Santos Basins).

Figura 31. Geological map of the Reconcavo-Tucano-Jatobá (RTJ) Rift and its adjacent basement rocks, highlighting the sampled outcrops of the São Sebastião and Marizal formations. Figure modified from Magnavita (1996), Barbosa and Sabaté (2004) and Gava et al. (1983).

2. GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Tucano Basin, in Northeastern Brazil, is part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift (RTJ), a north-south trending sedimentary basin with more than 42,000 km² of exposed area, which is an aborted branch of the rift system formed during the opening of the South Atlantic, in the Early Cretaceous. The Tucano Basin is subdivided in three sub-basins - Northern, Central and Southern (Fig. 6.3) – by the Vaza Barris and Itapicuru structural highs, recognized as transfer zones (Milani Davison, 1988). There is an inversion of depocenter between the northern and central Tucano sub-basins, in response to the change of the master fault from the west to the east.

The up to 4 km thick Neocomian to Barremian succession is interpreted as syn-rift deposits, comprising alluvial-fan (Salvador Formation), lacustrine (Candeias Formation), deltaic (Ilhas Group) and fluvial deposits (São Sebastião Formation), while up to 250 m thick fluvial deposits of Aptian age (Marizal Formation) were deposited on an unconformity and are considered as of post-rift setting (Magnavita, 1992; Magnavita et al., 1994; Costa et al., 2007a; b).

The São Sebastião and Marizal formations are the best exposed units that crop out along the RTJ. The alluvial-dominated units are mainly composed of sandstone and conglomerate, with a minor contribution of siltstone and limestone, interpreted as fluvial, alluvial fan and lacustrine deposits (e.g. Magnavita Cupertino, 1988; Milani Davison, 1988; Costa et al., 2007 a; b). The alluvial fan-dominated successions (Salvador Formation) are restricted to the basin borders and are recognized in subsurface with a thickness of up to 8,000 m.

In the Tucano Basin, the São Sebastião Formation has a maximum thickness in excess of 3,000 m, comprising pebbly sandstone of fluvial origin, with minor mudstone and heterolithic strata. Most of the succession is composed of deposits of large scale fluvial bars, forming several meters thick tabular sand bodies with internal compound cross stratification, defined by inclined cosets of cross-bedded sandstones, with abundant convolute strata (Fig. 6.3). These are locally overlain by associations of fine grained sandstone with cross stratification, laminated siltstone, and heterolithic strata with root marks, interpreted as bar tops and minor abandoned channels. Local eolian dune field deposits are characterized by up to 15 m thick cross-sets of fine to medium sandstone.

The overlying Marizal Formation has an average preserved thickness of 250 m and rests on a major unconformity over the São Sebastião Formation. The unit is similar to the São Sebastião formation, being composed of medium to coarse grained sandstone, often

Figura 32. General view of accretion bars of the São Sebastião Formation at the Central Tucano Basin.

conglomeratic, with planar and trough cross bedding, frequently disposed as meter-scale compound cross-stratification in beds of tabular geometry. Coarser grained facies are frequent, characterized as polymictic conglomerate and conglomeratic sandstone with imbricated clasts and trough cross-stratification and plane beds (Fig. 6.3).

Figura 33. General view of a small outcrop of the Marizal Formation at the eastern border of the Central Tucano Basin

Local coarse-grained deposits close to the eastern border of the Central Tucano basin, with no clear stratigraphic relation with either of the above units, show inclined amalgamated lenses of conglomerate. These deposits display clast imbrication, massive, and crude stratification, the latter marked by grain-size variation, incipient grading, and local interbedding of massive sandstone and trough cross-bedded conglomerate. These deposits are interpreted as alluvial fan deposits (Fig. 6.3).

Age constraints for most of the Brazilian cretaceous sedimentary units are based in biostratigraphic, isotopic, radiometric, and apatite fission-track age correlations (e.g. Bueno, 2004; Milani et al., 2007). According to these authors, the bulk of the São Sebastião Formation was deposited between 135 Ma and 124 Ma. Subsurface data show that, from 140 Ma to 135 Ma, this unit was laterally equivalent to the deltaic deposits of the Ilhas Group in the Tucano and Jatobá basins. Southward progradation of the fluvial deposits

Figura 34. Outcrops from the alluvial fans at the eastern margin of the basin (A) General view of the conglomerate; (B) Detail of clast imbrication with a GPS device as scale; (C) Stratified sandstones with conglomerate on top left.

of the São Sebastião Formation reached the Recôncavo Basin at approximately 130 Ma, overlying thick deltaic and deep lacustrine successions. After a gap of approximately 8 Ma, at approximately 116 Ma, the Marizal Formation was deposited on an erosional (locally angular) unconformity. The preserved thickness of the Marizal Formation varies from a maximum of 500 m in the Jatobá Basin (e.g. Magnavita et al., 2003; Silva et al., 2007), trough up to 300 m in the Tucano Basin, and into less than 100 m in the Recôncavo Basin. Previous paleocurrent analysis also point to southward flow for the Marizal formation (Lima Vilas Boas, 2000; Rolim Mabeoone, 1982; Assine 1994; Santos et al. 2010). Yet, there are no available provenance data for the Marizal and the São Sebastião formations, except for the work of Gontijo (1988), which interpreted probable source areas to the north and east, based on data from thin sections of sandstones.

The basement rocks surrounding the RTJ (Fig. 6.3) are divided into the following units: (1) the Archean Serrinha Block, which is part of the São Francisco Craton and is mainly composed of biotite gneiss, migmatite, charnockite, anphybolite, granitoid intrusions (Barbosa Sabaté, 2004) and minor phyllite, metabasic dykes, chert and banded iron formation; (2) the Neoproterozoic Sergipana Belt, which is part of the Borborema Province and comprises metamorphic and granitoid rocks, chiefly composed of schist,

quartzite, phyllite, metasilstone, metasandstone, leucocratic and biotite granite, rhyolite, and a minor contribution of basic dykes; and (3) the Paleozoic basin remnants of the Afligidos, Santa Brígida, Curituba and Tacarutu formations, composed of sandstone, siltstone, arkose, mudstone and conglomerate (Santos et al., 1988 a; b).

Despite the common acceptance of a post-rift setting for the Marizal Formation, the tectonic setting of this unit is not well understood. During the 1980's, the Marizal Formation was interpreted as the erosional product of the remnant topography following the end of rifting, in a simple shear tectonic context (*sensu* Wernicke, 1985), with no thermal post-rift phase overlying the syn-rift deposits of the Tucano Basin (e.g. Netto Oliveira, 1985; Ussami et al., 1986; Magnavita Cupertino, 1988; Milani Davison, 1988). Subsequently, the Marizal Formation was interpreted as the erosional remnant of a thick sedimentary pile related to a thermal post-rift phase, after pure shear extensional deformation (Magnavita et al., 1994). The deposition of thick thermal post-rift deposits, presently eroded, was proposed on the basis of numerical modeling, vitrinite reflectance data (Magnavita et al., 1994) and apatite fission track analysis (Japsen et al., 2012).

Nonetheless, the inclusion of the Marizal Formation deposits in the thermal subsidence phase is controversial. It is based on (i) the local and poorly described superposition of basement rocks beyond the footwall limits of the rift, in the Northern Tucano sub-basin and in the Jatobá Basin (e.g. Magnavita et al., 1994), (ii) the supposed contrasting deformational styles preserved in the Marizal Formation and in the underlying São Sebastião Formation (Destro et al., 2003), and (iii) the locally angular character for the erosional (and supposedly regional) unconformity that bounds both units.

3. METHODS

Provenance data was collected in conglomerate and conglomeratic sandstone, coupled with paleocurrent analysis. The collected data constrains the areal expression (in exposed sections of pebbles) of each source rock in the analyzed sites, which was obtained through the identification and classification of 300 clasts (pebble and cobble) per site and the annotation of clast area (Table 1 – textbfAnexos). The area was obtained by measurement of the lengths of the two main axes of every clast bigger than 0.5 cm, thus excluding grains that could represent single mineral phases of coarse grained source rocks, which would result in non-diagnostic source rock data. The area assessment approach was chosen to avoid a possible bias due to the dependency between clast size and lithotype. Another approach that can avoid such effect is the record of the volume of each lithology (e.g.

Ibbeken Schleyer, 1991; Dürr, 1996), and although it can provide more precise provenance data, the determination of the volume of each clast in lithified deposits is not practical. The provenance compositional data set obtained in the field typically has zero values (Table 2 – **Anexos**), which requires the substitution in order to perform multivariate statistical analysis. To do so, Multiplicative Replacement Strategy (Martín-Fernandez et al., 2003) was applied in each site sample, in order to preserve the covariance structure within the replaced data set. However, instead of replacing the zero values by a value equivalent to 65 % of the detection limit, as proposed by Martín-Fernandez et al. (2003) and Palarea-Albaladejo et al. (2007), the zero values were replaced with the greatest value indistinguishable from zero for the sample error in each site sample (Table 2 and Table 3 – **Anexos**). After that, the data sets were normalized (Table 4 – **Anexos**) and submitted to Centered Log-Ratio transformation (Pawlowsky-Glahn Egozcue, 2006), so to stretch the compositional data set to an unclosed data range (Table 5 – **Anexos**).

The provenance data was obtained in 44 outcrops, summing up more than 10,000 clasts from both units. Nineteen sites of the Marizal Formation were analyzed, distributed over the central and northern Tucano sub-basins, as well as twenty two sites of the São Sebastião Formation, mostly located at the Vaza Barris transfer zone (Fig. 6.3). Additionally, three sites of alluvial fan deposits were analyzed, which could be either lateral to the Marizal Formation or to the syn-rift deposits (Santos et al., 2010), located at the eastern Central Tucano sub-basin margin. Each clast was classified according to lithotype in the field, and a second classification in five major groups was performed later, in order to identify major differences in source areas at each site. These major groups are plutonic rocks, acid volcanic rocks, basic and metabasic rocks, low grade metamorphic rocks and lithologies resistant to weathering, which comprehend quartzite, vein quartz, chert, chalcedony, silicite, and quartz mylonite. Basic statistical analysis and identification of meaningful indexes were performed using both classifications.

Paleocurrent data were acquired from 30 outcrops of the São Sebastião Formation and 16 sites of the Marizal Formation, distributed over the Central and Northern Tucano sub-basins, summing up more than 1,500 individual measurements. The paleocurrent data was collected mostly from trough and tabular cross bedding and locally from climbing ripples, in fluvial and eolian deposits. The measured data were distributed in 15 classes for each station, considering the facies associations, and rose diagrams were obtained using the program Openstereo (Grohmann Campanha, 2010).

4. RESULTS

4.1 São Sebastião Formation

4.1.1 Pebble and cobble compositional data

Clast compositional data (pebble and cobble grain-size, Table 4 – **Anexos**) for the São Sebastião Formation reveal that the three most representative lithotypes in area are vein quartz (average of 64.06%), quartzite (average of 14.82%) and granite (average of 7.03%), while other lithotypes are much less significant (all below 7%), which include chalcedony, sandstone, schist, phyllite, mylonitic granite, siltstone, limestone, quartz mylonite, acid volcanics, silexite and feldspar (Fig. 35).

Figura 35. Amount of lithotypes classes on each counting site of the São Sebastião Formation.

The distribution of these lithotypes per site is homogeneous through the basin, with the exception of two outcrops (TUC 73 and TUC 74) which show a larger contribution of mylonitic granite and limestone due to the local influence of basin-border basement rocks. Thus, the comparison of lithotype groups shows that the resistant to weathering class is by far the most significant (average of 83.22%), followed by plutonic rocks (10.67%), sedimentary rocks (3.82%), low grade metamorphic rocks (2.07%) and acid volcanic rocks (0.22%) (Fig. 36).

The map distribution of clast composition shows that sites from the margins of the basin are poorer in resistant to weathering clasts (70% of the samples show less than 85% of this group) than the ones at the center of the basin (all samples show more than 85%

Figura 36. Amount of grouped lithotypes in the alluvial fans, São Sebastião and Marizal formations.

of this class) (Fig. 37). Despite the spatial variation, clast composition does not vary significantly with the stratigraphic position of the samples (Fig 38).

4.1.2 Paleocurrent Data

The mean paleocurrent obtained from the fluvial deposits of the São Sebastião Formation points southwards, although there is some variation according to the facies and the position where data was collected. Towards the west and southwest of Central Tucano Basin, near the western basin border, subaqueous dune and ripple cross-bedding point to a southeastward flow, whilst at all other sites, paleoflow is consistent towards the south (Fig. 39). Complementary, five sites of eolian deposits, apparently coeval to fluvial bars, were assessed. Three of those are located at the northwestern area of the Central Tucano sub-basin, where a more than 200 m thick succession of eolian deposits is exposed. These deposits are mainly fine to medium sandstone with more than 10 m thick cross-sets, recording east-southeastward paleowinds. Data from two other outcrops, interpreted as eolian dune field deposits from the northernmost part of the Tucano basin, revealed opposite directions of paleowinds, towards the west (Fig. 39).

4.2 Marizal Formation

4.2.1 Pebble and Cobble Compositional Data

Figura 37. Comparison between the percentage of resistant to weathering clasts counted from the São Sebastião Formation at the center and near the border of the basin.

Figura 38. Stratigraphic distribution of resistant to weathering clasts in the São Sebastião Formation.

Figura 39. Paleocorrents from the São Sebastião Formation in the Tucano basin (number of measurements is above each diagram). White and black rose diagrams represent, respectively, eolian and fluvial deposits.

The statistical analysis of clast lithotypes from the Marizal Formation indicates five major lithotypes, in order of magnitude: sandstone (average of 28.5%), vein quartz (average of 19.25%), granite (average of 18.02%), quartzite (average of 11.91%), and mylonitic granite (average of 6.57%). Other, less common, lithotypes are siltstone, phyllite, schist, limestone, acid volcanics, quartz mylonite, silexite, aplite, basalt, conglomerate, calcarenite, coal, leucocratic granite and metabasic rocks (Fig. 40).

The multivariate analysis of lithotype groups reveals the major difference between the São Sebastião and the Marizal formations, as the latter shows more varied composition and an average of only 31.76% of the resistant to weathering class, with 82% of the sites showing less than 50% of clasts resistant to weathering. The sedimentary rocks class is the most abundant (average of 34.15%), and plutonic rocks are also substantial (average of 25.71%). On the other hand, low grade metamorphic rocks (average of 5.88%), acid volcanics (average of 1.83%) and metabasic rocks (average of 0.68%) are much less significant.

Spatial distribution of clast composition reveals similarities between the alluvial fan deposits of the eastern Central Tucano sub-basin and a group of sites of the Marizal Formation in the nearby area. This is evident in the cross-plot of the two Principal Components (PC) for both units, due to the contribution of sandstone, siltstone, limestone and acid volcanics (Fig. 41) in both the alluvial fans and in the nearby Marizal Formation deposits (Fig. 42).

Figura 40. Frequency of lithotype classes on each analyzed site of the alluvial fan deposits and the Marizal Formation.

4.2.2 Paleocurrent Data

Figura 41. Results of Principal Component Analysis of pebbles and cobbles from the Marizal Formation and the alluvial fan deposits. (A) Score plot separating the sites in two groups, highlighted by white and gray boxes. (B) Loading plot showing the lithotypes which are significant to each group.

The paleocurrent analysis of the Marizal Formation (Fig. 42) resulted in the distinction of two major trends of paleoflow. The first one, which has mean paleocurrent towards the south, can be related to an axial fluvial system, as it follows the N-S trend of basin geometry. In turn, the second trend has paleocurrents towards west-southwest, mostly from sites closer to the east basin border, suggesting a tributary fluvial system transverse to the basin axis. Additionally, local eolian deposits in the Marizal Formation were analyzed, which show paleowinds towards the northeast and the east, contrasting with the data recorded in the São Sebastião Formation.

4.3 Alluvial Fan Deposits

Alluvial fan deposits in the eastern Central Tucano Basin show no clear stratigraphic relationship with either the Marizal or the São Sebastião formations. Clast composition, nevertheless, is similar to nearby deposits of the Marizal Formation (Fig. 43), with an average of 45.23% of sedimentary rocks, 25.04% of resistant to weathering class, 21.39% of low grade metamorphic rocks, 7.86% of plutonic rocks and 0.48% of basic and metabasic rocks. The contribution of limestone is substantial (average of 26.78%), which is then followed by quartzite (average of 23.32%), sandstone (17.04%), mica schist (13.16%) and granite (7.62%).

Figura 42. (A) Geological sketch map showing probable source areas for the Marizal Formation and the alluvial fan deposits. Position of counting sites are depicted, with symbols representing the different interpreted depositional environments and dominant sources: (white circles) fluvial deposits with distal provenance from the north, (black circles) fluvial deposits with local provenance from the east, (black squares) alluvial deposits with local provenance from the east. (B) Bar plot obtained by the sum of the total amount of sedimentary, metasedimentary and acid volcanic clasts for each site, showing the clear distinction between each of the three groups.

Figura 43. Paleocorrentes from the Marizal Formation in the Tucano Basin (number of measurements is above each diagram). Gray and black rose diagrams represent, respectively, eolian and fluvial deposits.

4.4 Tectonic Setting of the Marizal Formation

The Marizal Formation is currently interpreted as the erosional remnant of a thick post-rift succession attributed to thermal subsidence (e.g. Magnavita et al., 1994). This interpretation relies on the following assertions: (i) the unit overlies a regional unconformity, known as the pre-Upper Aptian unconformity, interpreted as related to the break-up between South America and Africa and recognized in all cretaceous marginal basins of the Central South Atlantic; (ii) it supposedly overlies the footwall basin border in the Northern Tucano and Jatobá basins; and (iii) it lacks deformational features that are abundant in the syn-rift deposits.

During the Lower Aptian most of the Central South Atlantic cretaceous marginal basins were filled by continental deposits, with sparse marine incursions, marking the end of the rift phase. At this time, an eastward migration of the approximately NE striking master fault zones is widely recognized in the eastern Brazilian margin, together with the consequent uplift of the western half grabens filled by continental deposits. The erosional surface developed over these uplifted areas gave rise to the so called pre-Upper Aptian unconformity. The successions overlying this unconformity usually present a greater proportion of marine sediments, with the continental deposits restricted to proximal areas, and are less affected by tectonic deformation. Therefore, the Upper Aptian in the eastern Brazilian margin is related to a regional post-rift tectonic phase, except for the north-easternmost basins of Alagoas and Pernambuco-Paraíba (PE-PB), where syn-tectonic conglomerates are laterally equivalent to evaporites, and rift phase tectonic activity is interpreted until the Albian (e.g. Dias, 2005).

Considering the above described scenario, it is probable that the RTJ rift was, at least in part, subject to the same tectonic regime during the Upper Aptian as the nearby Alagoas and PE-PB basins, which is similar to that of the previous regional syn-rift phase. The spatial distribution of the Marizal Formation beyond the footwall limits of the rift is mentioned in the literature, without detailed descriptions (e.g. Magnavita et al., 1994), is local and restricted to the Northern Tucano and Jatobá basins. In the Central and Southern Tucano, and in the Recôncavo Basin the unit occurs within the rift limits.

Although this virtual coincidence of limits of exposure between the São Sebastião and the Marizal formations, the amount of deformational features preserved in both units have been used as argument for the interpretation of the distinct tectonic phases. The relatively common occurrence of faults, folds and extensive convolute beds in the São Sebastião Formation, opposed to the apparent lack of structural and syn-depositional deformation

Figura 44. Differences between São Sebastião Formation (A) and Marizal Formation (B) deformed beds. (A) Convolute bedding (highlighted by inclined white arrows) within 3.5 meter thick cross-bedded sandstones in the São Sebastião Formation. Vertical arrow on the right shows 1.75 meter tall person for scale; (B) Overturned cross-strata on 0.5 meter thick medium to coarse grained sandstone beds of the Marizal Formation.

in the Marizal Formation (e.g. Destro et al., 2003), is one of the main arguments for the interpretation of an active tectonic setting with mechanical subsidence for the former and a quiescent, post-rift setting with thermal subsidence for the latter (Magnavita et al., 1994; Magnavita et al., 2003). There is indeed a difference in the deformational styles of the São Sebastião and Marizal Formations, with syn-depositional deformation being much more conspicuous in the former unit than in the latter. The São Sebastião Formation deposits often display meter-scale thick, sharp based and topped, convolute beds, laterally continuous for dozens of meters (Fig. 44), whereas convolute beds in the Marizal Formation are less frequent, less laterally continuous, thinner and generally associated with overturned cross-strata (Fig. 44B). In this way, the syn-depositional deformation preserved in the São Sebastião Formation presents the main diagnostic criteria for the interpretation of seismites (e.g. Owen et al., 2011; Owen Moretti, 2011), whereas the Marizal Formation syn-sedimentary deformational features are probably related to current shear stress during intense floods (e.g. Røe Hermansen, 2006).

Figura 45. (A) Tectonic deformation (normal fault) affecting the Marizal Formation at the Northern Tucano Basin. (B) Zoom of the square on the left.

Nevertheless, despite the occurrence of faults interpreted from subsurface data (e.g. Magnavita et al., 1994), it is important to note that the major exposed tectonic deformational features of the São Sebastião Formation are restricted to areas where the Marizal Formation deposits were completely removed by erosion, such as those in and adjacent to the Vaza-Barris and Itapicuru river valleys (Fig. 6.3). These areas coincide with the transference zones between the three sub-basins of the Tucano Rift. Moreover, there are abundant minor faults with normal to oblique centimeter-scale displacements in the Marizal

Formation in areas where the underlying deposits (São Sebastião Formation) present the same kind of structural deformation. Examples preserved in the Marizal Formation are reported from the Recôncavo Basin (Lima Vilas Boas, 2000) and can also be observed in the Northern Tucano sub-basin (Fig. 45). Therefore, tectonic activation and mechanical subsidence during the deposition of the Marizal formation cannot be ruled out.

5. DISCUSSION

The integration of pebble composition and paleocurrent data with the evidence of tectonic deformation in the Marizal and São Sebastião formations suggests a major change in source areas between the Neocomian and the Aptian, probably related to the tectonic evolution of the region. The high content in resistant to weathering clasts in the São Sebastião Formation is probably related to polycyclic reworking of sediment, pointing the Paleozoic sedimentary successions, in which conglomerates and pebbly sandstones rich in vein quartz are frequent, as a major source. Preserved areas of these Paleozoic Successions are found at the basin borders, and the presence of continuous Paleozoic units below the rift deposits suggests that the basin shoulders were covered by these units at least during the early rift phase (Fig. 46A). The identified higher content in clasts resistant to weathering at the basin center, if compared to the basin margin deposits, combined to an average axial fluvial flow towards the south, suggest that transverse drainage systems incised down to the basement, and that distal areas further north contributed with great amounts of polycyclic clasts. That scenario is in agreement with the hypothesis that, during the Cretaceous, the Paleozoic successions of the Parnaíba Basin (with modern exposures 500 km to the northwest) were continuous with the Paleozoic deposits in the vicinity of the RTJ rift.

The abrupt decrease in the proportion of polycyclic clasts in the Marizal Formation points to a larger contribution of local sources from the basement rocks, as a result of the denudation of the Paleozoic succession on the basin shoulders and the exposure of the Sergipana belt sedimentary, volcanic and metasedimentary rocks. This hypothesis suggests tectonic activity during the deposition of the Marizal Formation, since the continuous denudation of an hypothetical tectonically inactive relief reminiscent of the syn-rift phase would result in gradual change in the clast composition, rather than the observed abrupt change in provenance. Moreover, the tectonic uplift of the basement during the deposition of the Marizal Formation could explain the sharp decrease in the contribution of Paleozoic sedimentary sources, through the shift of the watershed to a position closer to the basin margin, leaving the remaining exposures of Paleozoic rocks

Figura 46. Block diagram depicting the proposed model for the abrupt change in maturity of pebbles between the São Sebastião (A) and the Marizal Formations (B) in the Tucano Basin. A- During the main rift phase (Neocomian to Barremian), Paleozoic and older Mesozoic successions rich in vein quartz and quartzite cover large areas of the rift shoulders, feeding the basin with mature clasts. B- Later activation (during the Aptian) of the basin border faults after the erosional retreat of the scarps of Paleozoic and Mesozoic successions leads to the exhumation of the Precambrian crystalline basement between the basin and the Phanerozoic sources, leading to a change in the composition of the pebbles and cobbles in the basin.

behind it (Fig. 46B). Additionally, the correlation of the alluvial fan deposits of the eastern Central Tucano sub-basin with the Marizal Formation favors the hypothesis of tectonic activity, indicating the presence of a local scarp affecting the Sergipana belt rocks. The recognition of normal and oblique faults affecting the Marizal formation corroborate the model.

6. CONCLUSIONS

Composition of pebbles and cobbles in the São Sebastião and Marizal formations of the Tucano Basin (Northeastern Brazil) shows an abrupt change in maturity between the Barremian and the Aptian. The São Sebastião Formation (Neocomian to Barremian) is characterized by a dominance of pebbles resistant to weathering, which can be explained as polycyclic reworking of Paleozoic sedimentary successions. The Marizal Formation (Aptian), on its turn, is characterized by a larger variability in the composition of pebbles and cobbles, with the predominance of clasts from the precambrian basement of the basin. This abrupt shift in provenance suggests the activation of the basin border normal faults during the deposition of the Marizal Formation, resulting in the uplift of the basement.

The proposed model considers the local contribution from the rift shoulders as the most important source of coarse-grained clasts for both units. The presence of paleozoic successions containing polycyclic pebbles resistant to weathering on the basin shoulders during the Neocomian and the Barremian could account for the high content of these clasts in the São Sebastião Formation. Nevertheless, some incision of the underlying precambrian basement is indicated by the higher content of basement rocks as pebbles near the basin borders. This also suggests that the axial river system, which flowed towards the south according to the paleocurrent data, was richer in clasts resistant to weathering, indicating the denudation of paleozoic successions also to the north.

The Marizal Formation, on the other hand, show a much lower content of these polycyclic clasts, even though the paleocurrent data points to the continuity of the paleoflow towards the south, which suggests the evolution of the same drainage system. A possible model to explain this abrupt change in pebble and cobble composition includes the activation of the basin border faults after the erosional retreat of the fault scarps that affected the paleozoic successions during the Neocomian and the Barremian. This would lead to the uplift of the precambrian basement on the basin shoulders, with the denudation of the paleozoic successions taking place behind the uplifted watershed. A clear correlation between the composition of pebbles from fault-scarp derived alluvial fan deposits found in

the eastern Central Tucano sub-basin and the sites of Marizal Formation near that area corroborate the model, as do the presence of normal and oblique faults affecting the Marizal Formation in the Northern Tucano sub-basin.

The recognition of an aptian extensional activation has implications for the tectonic evolution of Eastern South America during the Early Cretaceous, since the unconformity between the São Sebastião and the Marizal formations has been traditionally considered as the local evidence of the end of regional rifting and inversion of the regional stress field to a compressional one, due to the onset of ridge push and thermal subsidence in the South Atlantic. Nonetheless, the data presented here suggest that, at least part of the RTJ was subject to rifting during the deposition of the Marizal Formation in the Aptian as previously interpreted for the northernmost tip of the Central South Atlantic rift system north of the Sergipe – Alagoas Basin.

Additionally, the proposed model has important implications for the interpretation of abrupt changes in maturity in rift basin successions, since similar results are expected where activation of basin border faults occurs after the erosional retreat of scarps developed in older sedimentary or volcanic units.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are thankful to the students and colleagues who contributed during field work, specially to Cristiano Padalino Galeazzi, Gabriel de Freitas Gonçalves, Paulo Koji Hino, Rodolfo Carlos Mineli, André Sawakuchi, Carolina Reis and Carolina Santos. Thanks are due to the welcoming and helpful people who lives in the research area, specially to Zito Cancão, Rosivaldo and their families. This paper received the support of Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) in the form of research grants and scholarships (2009/53363-8, 2009/52807-0, 2009/51766-8, 2010/51559-0). We also thank CAPES (PROEX-558/2011) for scholarships for Felipe Figueiredo, Bruno Turra, André Marconato and Bernardo Tavares Freitas, and CNPq for scholarship for Renato Almeida (305218/2009-3). This study is a NAP GEO-SEDEX contribution, with the institutional support of the University of São Paulo (PrPesq).

REFERENCES

ASSINE, M.L. (1994) Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24, 223-232.

BARBOSA, J.S.F. SABATÉ, P. (2004) Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133, 1-27.

BUENO, G.V. (2004) Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12, 203-229.

COSTA, I.P., MILHOMEM, P.S., BUENO, G.V., SILVA, H.S.R.L., KOSIN, M.D. (2007a) Subbacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 433-443.

COSTA, I.P., BUENO, G.V., MILHOMEM, P.S., SILVA, H.S.R.L., KOSIN, M.D. (2007b) Subbacias de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 445-453.

DESTRO, N., ALKMIM, F.F., MAGNAVITA, L.P., SZATMARI, P. (2003) The Jeremoabo transpressional transfer fault, Recôncavo-Tucano Rift, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 25, 1263-1279.

DIAS, J.L. (2005) Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13, 7-25.

DÜRR, S.B. (1996) Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). *Geological Society of America Bulletin*, 108, 669-684.

GAVA, A., NASCIMENTO, D.A., VIDAL, J.L.B. (1983) Levantamentos de recursos naturais, Projeto RADAM Brasil, folha SC 24/25, Aracaju-Recife, Rio de Janeiro, v. 30.

GONTIJO, G.A. (1988) Estudo de proveniência em arenitos da Bacia do Tucano, partes sul e central, Bahia. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Ouro Preto.

GROHMANN, C.H., CAMPANHA, G.A.C. (2010) OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.

IBBEKEN, H., SCHLEYER, R. (1991) Source and Sediment - A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy).

Springer-Verlag, Berlin- Heidelberg.

JAPSEN, P., BONOW, J.M., GREEN, P.F., COBBOLD, P.R., CHIOSSI, D., LILLETVEIT, R., MAGNAVITA, L.P., PEDREIRA, A. (2012) Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *GSA Bull.*, 124, 800-816.

LIMA, C.C.U., VILAS BOAS, G.S. (2000) A arquitetura deposicional da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 729-736.

MAGNAVITA, L.P., CUPERTINO, J.A. (1988) A new approach to the geological configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá Basins. *Revista Brasileira de Geociências*, 18, 222-230.

MAGNAVITA, L.P. (1992) Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brazil. PhD Thesis – University of Oxford, 493 pp.

MAGNAVITA, L.P., DAVISON, I., KUSZNIR, N.J. (1994) Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13, 367-388.

MAGNAVITA, L.P. (1996) Estruturas e Tectônica do Rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá: Cap. XI, Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia. SGM, Salvador, pp. 239-259.

MAGNAVITA, L.P., DESTRO, N., CARVALHO, M.S.S., MILHOMEM, P.S., SOUZA-LIMA, W. (2003) Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano: Fundação Paleontológica Phoenix, Ano 5, Série Bacias Sedimentares, número 52.

MARTÍN-FERNANDEZ J.A., BARCELÓ-VIDAL C., PAWLOWSKY-GLAHN, V. (2003) Dealing with zeros and missing values in compositional data sets using nonparametric imputation. *Mathematical Geology*, 35, 253-278.

MILANI, E. DAVISON, I. (1988) Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154, 41-70.

MILANI, E.J., RANGEL, H.D., BUENO, G.V., STICA J.M., WINTER, W.R.,

CAIXETA, J.M., PESSOA NETO, O.C. (Eds.) (2007) *Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas: Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15.

NETTO, A.S.T., OLIVEIRA, J.J (1985) O preenchimento do rift-valley na bacia do Recôncavo: *Revista Brasileira de Geociências*, 15, 287-292.

OWEN, G., MORETTI, M., ALFARO, P. (2011) Recognizing triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 23, 133-140.

OWEN, G., MORETTI, M. (2011) Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, v. 23, p. 141-147.

PALAREA-ALBALADEJO, J., MARTÍN-FERNANDEZ, J.A. GOMES-GARCIA J. (2007) An parametric approach for dealing with compositional rounded zeros. *Mathematical Geology*, 39, 625-645.

PAWLOWSKY-GLAHN, V., EGOZCUE, J.J. (2006) Compositional data and their analysis: an introduction. *Geological Society of London, Special Publication*, 264, 1-10.

ROLIM, J.L., MABESSONE, J.M. (1982) Um modelo de grande rio para as bacias rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Purbeckiano-Aptiano, Nordeste do Brasil), In: *Congresso Brasileiro de Geologia 32*, Salvador, 1982. *Anais de congresso*. Salvador, SBG, v.4, p. 1406-1412.

RØE, S.L., HERMANSEN, M. (2006) New aspects of deformed cross-strata in fluvial sandstones: Examples from Neoproterozoic formations in northern Norway. *Sedimentary Geology*, 186, 283-293.

SANTOS, R., SOUZA, J., TEIXEIRA, L., PEDREIRA, A. (1988a) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escala 1:100.000 (Folha SC.24-X-C-V Santa Brígida) Estados da Bahia e Sergipe, Textos e mapas Esc. 100000. Brasília, DNPM/CPRM.

SANTOS, R.A., MENEZES FILHO, N.R., SOUZA, J.D. (Orgs.) (1988b) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta

metalogenética/previsional – Escala 1:100.000 (Folha SC.24-Z-A-III Carira) Estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 124 p.

SANTOS, C.C, REIS, C., PEDREIRA, A.J. (2010) Bacia sedimentar do Tucano Central. In: Santos, C.C, Reis, C., Pedreira, A.J. (eds.), Projeto Bacia do Tucano Central. Estados da Bahia e Sergipe. Escala: 1:100000. Salvador, CPRM, p. 28-54.

SILVA, O.B., CAIXETA, J.M., MILHOMEM, P.S., KOSIN, M.D. (2007) Bacia do Recôncavo. Boletim de Geociências da Petrobras, 15, 423-431.

USSAMI, N., KARNER, G.D., BOTT, M.H.P. (1986) Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system. *Nature*, 322, 629-632.

WERNICKE, B. (1985) Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108-125.

7. Discussão

As formações São Sebastião e Marizal representam sistemas fluviais (*e.g.* Viana *et al.*, 1971; Caixeta *et al.*, 1994; Magnavita *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2007) depositados durante a deformação distensiva que condicionou o sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) entre o Neocomiano e o Aptiano. A arquitetura deposicional da sucessão fluvial da Formação São Sebastião nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte apresenta forte controle tectônico. Enquanto a leste, na área de maior taxa de subsidência (*e.g.* Magnavita, 1996), próximo à falha de borda e ao Baixo de Cícero Dantas, os depósitos foram gerados a partir de um estilo fluvial dominado por carga mista, caracterizado pela intercalação de barras arenosas e sedimentos de granulação fina, características de ambientes localizados além das margens do canal principal (*overbank areas*); afastando-se do depocentro em direção a áreas de menor subsidência sobre a zona de transferência do Vaza Barris, predominam macroformas e mesoformas arenosas com espessuras e continuidade lateral muito maiores, constituindo corpos arenosos dominados por fácies e arquiteturas de cinturões de canais.

Na zona de transferência do Vaza Barris, onde está localizada a área de menor subsidência, o sistema fluvial da Formação São Sebastião apresenta dois tipos diferentes de estratificação cruzada composta: uma relacionada a barras unitárias ou dunas grandes compostas (Unit Bars or large compound dunes – AE1) e outra relacionada a barras compostas de acréscimo a jusante (Downstream accretion compound bars – AE2), cujas dimensões são escaladas com a largura do canal durante a sua formação. A superfície de superimposição das barras unitárias e de dunas grandes compostas pode ocorrer como limites de série simples, mas a variação lateral de frentes de dunas (foreset) de grande escala para estratos cruzados compostos de menor escala implica em que a mesma superfície seja tanto um limite de uma série de grande porte como uma superfície limitante de estratos cruzados compostos (Figura 13 - artigo 1). Neste sentido, as reativações e mudanças no tamanho dos grãos e na orientação de estruturas sedimentares induzidas por variações na descarga de água podem ser confundidas com incrementos sobre a macroforma (Figuras 11 e 12 – artigo 1). Assim, as barras unitárias ou dunas grandes (>1 m de espessura preservada de estratos cruzados) evoluem para dunas compostas e registram eventos de enchentes de forma parecida com a que ocorre nas barras compostas, apesar de serem escaladas com a profundidade da lâmina d'água e portanto muito menores do que as barras compostas do mesmo sistema. Com isso, pode-se afirmar que a classificação hierárquica de superfícies limitantes em depósitos de rios de grandes dimensões mostra um grau de complexidade grande. Isso dificulta a utilização de superfícies limitantes de acordo com

a classificação hierárquica temporal, como a proposta por Miall (1996), tendo-se optado por uma designação alternativa de superfícies através de termos que refletem sua origem (Tabelas 1 e 2 – artigo 1), baseada na abordagem adotada para depósitos eólicos (*e.g.* Mountney, 2006). Deve-se notar que a atribuição de significados temporais para os elementos arquiteturais como proposto por Miall (1996) é também discutível no caso de depósitos de rios grandes, uma vez que barras com escala quilométrica podem ser formadas no intervalo de tempo originalmente atribuído a incrementos de escala métrica, como ciclos sazonais e de poucos anos relacionados a grandes enchentes (*e.g.* Ashworth *et al.*, 2000).

Em rios grandes, algumas mesoformas (barras unitárias e dunas grandes) podem ser da mesma escala de macroformas (barras compostas de acréscimo a jusante) de rios pequenos. Como as dimensões das formas de leito são proporcionais à profundidade da lâmina d'água, a espessura preservada das mesoformas é uma das melhores evidências para a interpretação de depósitos gerados a partir de rios de grandes proporções (*e.g.* Miall, 2006; Fielding *et al.*, 2007). De maneira similar, Miall & Jones (2003) distinguiram depósitos de barras de acréscimo a jusante do elemento de duna compostas na sucessão do *Hawkesbury Sandstone*, (sudeste da Austrália), interpretada como produto de um sistema fluvial de grandes proporções.

Na Formação São Sebastião, estratos cruzados de escala métrica interpretados como depósitos de barras unitárias e dunas compostas grandes constituem o principal elemento para interpretar o predomínio de canais com vários metros de profundidade. Estes são diferenciados dos depósitos de barras compostas de acréscimo a jusante devido a sua transição lateral para frentes de dunas (foresets) com séries de até cinco metros de espessura, que por sua vez são limitadas por superfícies de cavalgamento de baixo ângulo (unit bars and large compound dunes superimposition surface (superfície 5)), o que sugere sua origem como produto do empilhamento de formas de leito periódicas ou semiperiódicas. Esta última característica é fundamental para separar barras unitárias e dunas grandes de barras compostas, já que faces de avalanche também podem ocorrer em depósitos de barras compostas (*e.g.* Best *et al.*, 2003) que, no entanto, por serem formas não-periódicas, não cavalgam sistematicamente outras barras.

Na área onde ocorrem as maiores taxas de subsidência da bacia, a porção superior da Formação São Sebastião foi interpretada como um sistema fluvial de carga mista, dominado por barras de acréscimo a jusante, intercalada com depósitos de planícies de inundação. A ocorrência frequente de camadas convolutas indica provavelmente atividade sísmica, interpretação consistente com o contexto sin-rifte em que a sucessão está inserida.

Considerando que as proporções de planícies de inundação e de espessura de sucessões de topo de barra são maiores próximo a borda leste da Sub-Bacia Tucano Central do que nas áreas a oeste, foi proposto um modelo integrador da arquitetura fluvial e do modelo tectônico da fase sin-rifte. Sugere-se que o principal controle deposicional tenha sido o contexto tectônico local, no qual a ocorrência de maiores taxas de geração de espaço de acomodação na área de máxima subsidência pode ter contribuído para o aumento da preservação de depósitos além das margens do canal principal. Além disso, as altas taxas de geração de espaço de acomodação podem também ter sido responsáveis pela maior preservação de partes rasas das barras fluviais, sobre as quais foram preservados pequenos depósitos de lagos, de dunas geradas por retrabalhamento eólico e de canais pequenos.

Em relação ao estilo do canal presente nesta área da bacia, ressalta-se o predomínio de barras de acréscimo a jusante, o que é sugestivo de canais entrelaçados de baixa sinuosidade (*e.g.* Miall, 1996), contudo há evidências de variações locais no estilo do canal. A presença do elemento *crevasse splay* (AE7) em forma de cunha, com mergulho paralelo ao fluxo principal das barras (AE2), sugere que localmente alguns canais dessa área podem ter tido alta sinuosidade. A partir disto pode-se sugerir que houve alteração local na declividade, promovida pela distribuição desigual das taxas de subsidência em grábens assimétricos, o que por sua vez pode levar a variações morfológicas nos estilos fluviais (*e.g.* Alexander & Leeder, 1987; Bridge, 1993a). Outra interpretação possível é a existência de canais com sinuosidade maior nas áreas de planície de inundação, coexistido com o sistema fluvial entrelaçado principal, como demonstrado por Bridge (2003) em sistemas fluviais modernos.

As diferenças marcantes entre a arquitetura da Formação São Sebastião próxima ao depocentro do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá e na área central da zona de transferência (artigos 1 e 2) indicam que controles tectônicos locais predominaram como modificadores da declividade e do espaço de acomodação na bacia. Contudo, a distribuição dos afloramentos estudados nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte (Figura 10) não permitiu fazer inferências quanto a influência da Zona de Transferência do Vaza-Barris sobre a arquitetura deposicional.

Os principais controles esperados para zonas de transferência são o aporte de sistemas fluviais transversais ao eixo da bacia nessas zonas e/ou sua atuação como barreira topográfica (*e.g.* Morley *et al.*, 1990). Os dados de paleocorrentes obtidos na Formação São Sebastião indicam migração sistemática de meso e macroformas para sul, corroborando o posicionamento axial do sistema fluvial, sem evidências de contribuições transversais associadas à Zona de Transferência do Vaza-Barris. Mesmo podendo influenciar a

distribuição de gradientes locais, o papel desse alto estrutural como barreira topográfica pode ter sido restrito ou até mesmo nulo devido a colmatação gerada em estágios anteriores de sedimentação, como observado por Lambiase & Bosworth (1995) em outras bacias rifte. De acordo com esta hipótese, a Formação São Sebastião teria progradado sobre a zona de transferência, sem modificações na arquitetura dos depósitos.

A integração de dados composicionais de clastos e de paleocorrentes com as evidências de deformação tectônica das formações Marizal e São Sebastião sugerem importante mudança nas áreas-fonte entre o Neocomiano e o Aptiano, provavelmente relacionada com a evolução tectônica da região. O elevado conteúdo de clastos resistentes ao intemperismo da Formação São Sebastião está provavelmente relacionado com o retrabalhamento policíclico de sucessões sedimentares paleozoicas e mesozoicas da região, nas quais clastos resistentes ao intemperismo são frequentes em arenitos conglomeráticos. As áreas onde estão preservadas estas sucessões mais antigas são identificadas nas margens da bacia e em subsuperfície na base dos depósitos do rifte, sugerindo que as ombreiras estiveram cobertas por estas unidades, pelo menos, durante o início da fase rifte (Figura 46A – artigo 3). A comparação entre o conteúdo de clastos resistentes ao intemperismo identificados no centro da bacia com os depósitos da margem, combinada com o paleofluxo médio axial para sul, sugere que os sistemas fluviais drenaram o embasamento, e áreas muito ao norte contribuíram com grandes quantidades de clastos policíclicos. Esse cenário corrobora a hipótese de que as sucessões paleozoicas da Bacia do Parnaíba (com exposições atuais cerca de 500 km ao norte) se estenderam de forma contínua com os depósitos paleozoicos preservados junto ao rifte RTJ. Com isso é possível inferir que uma bacia de drenagem maior, de escala regional, tenha sido capturada para dentro dos limites atuais do sistema de riftes RTJ. A diminuição abrupta na proporção de clastos policíclicos na Formação Marizal aponta para uma contribuição maior de fontes locais de rochas do embasamento, como resultado da denudação das sucessões paleozoicas e mesozoicas previamente localizadas nas ombreiras da bacia, e da exposição das rochas sedimentares, metassedimentares e vulcânicas da Faixa Sergipana. Essa hipótese sugere atividade tectônica durante a deposição da Formação Marizal, pois a denudação contínua do relevo tectonicamente inativo após a fase rifte resultaria na mudança gradativa da composição de clastos, ao invés da mudança abrupta observada (Figura 36 – artigo 3). Em outras palavras, o soerguimento tectônico do embasamento durante a deposição da Formação Marizal explica de forma satisfatória a diminuição brusca na contribuição de fontes sedimentares paleozoicas por meio da mudança dos divisores de águas para uma posição mais próxima à margem

da bacia, deixando as exposições remanescentes daquelas sucessões sedimentares antigas apenas na bacia de drenagem externa à bacia (Figura 46B – artigo 3). Adicionalmente a correlação de depósitos de leques aluviais da Sub-Bacia Tucano Central com a Formação Marizal favorece a hipótese de atividade tectônica, indicando a presença de uma escarpa local afetando as rochas da Faixa Sergipana. A identificação de falhas normais e oblíquas afetando a Formação Marizal corroboram esse modelo, e contribuem para interpretar sua deposição ainda sob a influência de um regime de esforços distensivos, que teria perdurado, pelo menos na Bacia Tucano Central, até o Aptiano, contrariando em parte interpretações anteriores (*e.g.* Costa *et al.*, 2007; Magnavita *et al.*, 2003) que a posicionam dentro do estágio de subsidência térmica da bacia.

8. Conclusões

A análise da arquitetura deposicional de afloramentos de sucessões fluviais da Formação São Sebastião (Neocomiano a Barremiano) nas Sub-Bacias Tucano Central e Norte, integrada a análises de paleocorrentes e proveniência de seixos, levaram ao estabelecimento de modelos de fácies para os sistemas fluviais e inferências sobre a evolução das áreas fonte e os controles tectônicos na distribuição dos diferentes tipos de sistemas reconhecidos.

A Formação São Sebastião na porção central da Sub-Bacia Tucano Central e Norte foi interpretada como produto de sistemas fluviais predominantemente arenosos, semelhantes a rios entrelaçados, e, na porção leste da Sub-Bacia Tucano Central, como produto de sistemas fluviais de carga mista.

Entre as Sub-Bacias Tucano Central e Norte, área fortemente afetada pela Zona de Transferência do Vaza-Barris, foram interpretados cinco elementos arquiteturais: barras unitárias ou dunas grandes e compostas (EA1), barras de acréscimo à jusante (EA2), preenchimento de canais pequenos (EA3), dunas eólicas (EA4) e depósitos de topo de barras (EA5). Dentre todos, predominam os elementos de barras de acréscimo à jusante e de barras unitárias ou dunas grandes e compostas. A distinção entre esses dois elementos foi baseada na identificação de frentes de avalanche com séries de grande escala (até 5 m de espessura) que passam lateralmente para séries de estratificação cruzada composta e na presença de superfícies de superimposição com pequeno ângulo de cavalgamento entre as dunas compostas. A abundância do elemento de barras unitárias ou dunas grandes e compostas é considerada como evidência da presença de canais profundos, o que caracteriza um sistema de rio de grandes proporções. A menor frequência de fácies pelíticas, organizadas como lentes, sugere a presença de ambientes mais rasos no topo das barras, não necessariamente relacionados ao desenvolvimento de planícies de inundação além das margens do canal. A identificação do elemento proposto como barras unitárias ou dunas grandes e compostas, e sua distinção de depósitos de barras de acréscimo a jusante, podem ser úteis na descrição e interpretação da arquitetura de depósitos de rios de grandes proporções.

Na porção leste da bacia, junto ao Baixo de Cícero Dantas, onde ocorrem as mais elevadas taxas de subsidência do rift RTJ, foram interpretados os elementos de canal EA1, barras unitárias e dunas compostas grandes, (*Unit bars and Large compound dunes*), EA2, barras de acréscimo à jusante (*Downstream accretion bar*) e EA3, preenchimento de canal pequeno (*Minor channel fills*) e os elementos originados em áreas além das margens do canal principal EA4, dunas eólicas (*Eolian Dunes*), EA5, planície ou bacias de

inundação (*Floodplain fines*), EA6, canal abandonado (*Abandoned channel*), e EA7, leque de rompimento de dique marginal (*Crevasse splay*). A interação entre esses elementos sugere um contexto fluvial de carga mista, dominado pela alternância de deposição de barras fluviais arenosas que migravam para sul e de deposição por decantação em ambientes além das margens do canal principal. Como forma de explicar esta relação espacial, sugere-se que o espaço de acomodação mais elevado teria contribuído para a preservação de ambientes como planícies de inundação, possibilitando a preservação de sucessões dominadas por processos de decantação, parcialmente retrabalhadas por sistemas eólicos. Este controle tectônico pode indicar que o sistema deposicional local sofreu forte influência das elevadas taxas de subsidência, que são as maiores do sistema RTJ, onde estão preservados 14 km de sucessões depositadas durante o estágio sin-rifte.

A comparação entre clastos de depósitos aluviais das formações São Sebastião e Marizal, que sobrepõe a primeira por discordância regional, revelou uma mudança abrupta de maturidade entre as unidades. A Formação São Sebastião (Neocomiano até Barremiano) é caracterizada pelo predomínio de clastos resistentes ao intemperismo, o que pode ser explicado pelo retrabalhamento policíclico de sucessões sedimentares paleozoicas e mesozoicas. A Formação Marizal (Aptiano), em contrapartida, é caracterizada por uma grande variedade composicional de seixos e calhaus, com predomínio de clastos do embasamento Pré-Cambriano da bacia. Esta mudança abrupta na proveniência sugere a ativação de falhas normais localizadas nas bordas da bacia durante a deposição da Formação Marizal, resultando no soerguimento do embasamento.

O modelo proposto leva em conta a contribuição de fontes locais presentes nas ombreiras do rifte como mais relevantes para proveniência dos seixos e calhaus em ambas unidades. A presença de sucessões paleozoicas e mesozoicas contendo seixos policíclicos de clastos resistentes ao intemperismo nas ombreiras da bacia durante os períodos Neocomiano e Barremiano pode ter causado o predomínio destes clastos para a Formação São Sebastião. Contudo, a existência de incisões locais até o nível do embasamento pré-cambriano deve ser considerada, devido ao maior conteúdo de clastos de rochas do embasamento nessa unidade estar localizado em áreas próximas as bordas da bacia. Isto sugere ainda que o sistema fluvial axial, que fluía para sul de acordo com os dados de paleocorrente, era mais rico em clastos resistentes ao intemperismo, indicando a denudação de fontes sedimentares paleozoicas também a norte da bacia.

Por outro lado, a Formação Marizal apresenta um conteúdo bem menor de clastos policíclicos, embora os dados de paleocorrentes apontem para paleofluxos contínuos de

norte para sul, o que sugere a evolução de um mesmo sistema de drenagem. Um modelo possível que explicaria esta mudança abrupta da composição de clastos inclui a ativação de falhas de borda após o recuo erosivo das escarpas de falha que afetaram as sucessões paleozoicas e mesozoicas durante o Neocomiano e o Barremiano. Isto levaria ao soerguimento do embasamento pré-cambriano até o nível das ombreiras da bacia, a medida em que as sucessões mesozoicas e paleozoicas fossem denudadas e passassem a ocorrer apenas atrás dos divisores de águas. Uma correlação evidente entre a composição de clastos provenientes dos depósitos de leques aluviais localizados na borda leste da sub-bacia Tucano central e os sítios da Formação Marizal próximos corroboram o modelo de ativação tectônica no Aptiano, assim como a presença de falhas normais e oblíquas que afetam a Formação Marizal na sub-bacia Tucano Norte.

A identificação de atividade distensiva durante o Aptiano tem implicações para a evolução tectônica do leste da América do Sul durante o Cretáceo, pois a discordância entre as formações São Sebastião e Marizal tem sido considerada como evidência local do final da distensão regional e da inversão do campo de esforços para compressivo, devido ao início do *ridge push* e da subsidência térmica no Atlântico Sul. Entretanto, os dados apresentados sugerem que pelo menos parte do rifte RTJ foi submetido ao processo de distensão durante a deposição da Formação Marizal no Aptiano, como interpretado anteriormente para a bacia de Sergipe – Alagoas. Além disso, o modelo proposto tem implicações importantes para a interpretação de variações abruptas na maturidade das sucessões rifte, já que resultados similares são esperados em situações de atividade das falhas de borda da bacia após a retração erosiva das escarpas desenvolvidas em unidades vulcânicas ou rochas sedimentares mais antigas.

Desta forma, o sistema fluvial da Formação São Sebastião pode ser caracterizado como resultante da instalação de um rio de grandes proporções no eixo de uma das principais bacias rift do Eocretáceo brasileiro. Esse sistema relaciona-se possivelmente a uma bacia de captação regional, responsável pela denudação de áreas em soerguimento durante a atividade tectônica distensiva no leste da América do Sul. Apesar do grande fluxo de sedimentos desse sistema, taxas localmente altas de subsidência, como na região do Baixo de Cícero Dantas, resultaram em modificações locais na arquitetura dos depósitos, com maior preservação de fácies de planícies de inundação e topos de barras, resultante da maior geração de espaço de acomodação e de eventos de avulsão mais frequentes. As áreas fonte desse sistema foram predominantemente sucessões sedimentares paleozoicas e mesozoicas, presentes em toda região e dominantes nas ombreiras da bacia até o

Barremiano. Reativação tectônica da bacia e soerguimento renovado das ombreiras após o recuo erosivo das escarpas de rochas paleozoicas marca um aumento expressivo na contribuição de rochas do embasamento nas sucessões Aptianas sobrepostas.

Referências Bibliográficas

- Aguiar G.A. & Mato L.F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. *In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, SBG. Anais, vol. 1, p 157-170.*
- Alexander J. & Leeder M.R. 1987. Active tectonic control on alluvial architecture. *In: F. Etheridge, R.M. Flores & M.D. Harvey (Eds.), Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,, vol. 39, pp. 243-252.*
- Alexander J., Bridge J.S., Leeder M.R., Collier R.E., L. & Gawthorpe R.L. 1994. Holocene meander-belt evolution in an active extensional basin, southwest Montana. *Journal of Sedimentary Research*, **64**:542-559.
- Allard G.O. & Tibana P. 1966. Extensão Pré-Cretácea e petrografia da séries Estância, reconstrução pelo estudo dos conglomerados cretáceos do Recôncavo. *Boletim Técnico da Petrobras*, **9 (1)**:17-45.
- Allen J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bar complex and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian). *Sedimentary Geology*, **33**:237-293.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B. & Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. Campina Grande p.363-391.*
- Almeida R.P., Janikian L., Fragoso-Cesar A.R.S. & Marconato A. 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **217**:30-51.
- Arai M.H. & Uessugui N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. Rio de Janeiro,. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **3(1/2)**:87-103.
- Arienti L.M. 1996. Análise estratigráfica, estudos de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos “rift” da Formação Maceió e Formação Poção, Bacia de Alagoas. *Tese de Doutorado. Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.*, **2v**:398.

- Ashworth P.J., Best J. L. Roden J.E., Bristow C.S. & Klaassen G.J. 2000. Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology*, **47**:533–555.
- Asmus H.E. 1984. Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze & H.E. Asmus (Eds.), *Geologia da margem continental brasileira*, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Brasília, pp. 444–472.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**:1–27.
- Barnes B.E. 1949. Súmula dos progressos da geologia de superfície do Recôncavo, Salvador. Tech. Rep., Conselho Nacional do Petróleo (CNP), Relatório interno.
- Best J., Woodward J., Ashworth P., Smith G.S. & Simpson C. 2006. Bar-top hollows: A new element in the architecture of sandy braided rivers. *Sedimentary Geology*, **190**:241–255.
- Best J.L., Ashworth P., Bristow C. & Roden J. 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research*, **73**:516–530.
- Blair T. & Bilodeau W. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, **16**:517–520.
- Blair T.C. & McPherson J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, **64**:450–489.
- Bongiolo D. 2004. *Estratigrafia de alta resolução dos reservatórios flúvio-eólicos da Formação Sergi (Jurássico Superior), Campo de Araçás, Bacia do Recôncavo, Bahia*. Dissertação de Mestrado, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bongiolo D.E. & Scherer C.M.S. 2003. Estratigrafia de Sequências e Heterogeneidade dos reservatórios flúvio-deltaicos da Formação São Sebastião, Bacia do Recôncavo. In: *2 Congresso Brasileiro de P e D em Petróleo e Gás*.

- Braun O.P.G.B.. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte inferior da região Nordeste do Brasil (Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Tech. Rep., DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia.
- Brazil J.J. 1947. Relatório interno de 1914, Rio de Janeiro. Conselho Nacional do Petróleo (CNP). Relatório interno.
- Brazil J.J. 1948. Estado da Bahia, Brasil. Conselho Nacional do Petróleo (CNP). Relatório interno.
- Bridge J.S. 1993a. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. *Geological Society, London, Special Publications*, **75**:13–71.
- Bridge J.S. 1993b. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In: J.L. Best & C.S. Bristow (Eds.), *Braided Rivers*, Geological Society, 75, pp. 13–71.
- Bridge J.S. 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Wiley-Blackwell, 491 pp..
- Bridge J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: R. Walker & H.W. Posamentier (Eds.), *Facies Models SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, Special Publication N° 84, pp. 85–170.
- Bueno G.V. 1987. *Considerações sobre a sedimentação e origem do paleocanyon de Taquipe, Bacia do Recôncavo (Brasil)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Caixeta M.J., Bueno G., Luciano P. & Feijó F. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1):163–172.
- Castro Jr A.C.M. 1987. The northeast Brazil and Gabon basins: A double rifting system associated with multiple detachment surfaces. *Tectonics*, **6**:727–738.
- Chang H.K., Kowsmann R.O., Figueiredo A.M.F. & Bender A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system. *Tectonophysics*, **213** (1/2):97–138.

- Chemale Junior F., Roque N. & Cupertino J. 1994. Analysis of the major structural features of the southern and central Tucano sub-basins, Bahia. *Geociências (Sao Paulo)*, **13**:405–419.
- Cohen C. 1985. Role of fault rejuvenation in hydrocarbon accumulation and structural evolution of Recôncavo Basin, Northeast Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **69**:6576.
- Collinson J. 1996. Alluvial Sediments. In: H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments, processes, facies and stratigraphy*, Oxford. Blackwell Science, 2 ed., pp. 37–82.
- Collinson J.D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **4**:1–52.
- Collinson J.D., Mountney N. & Thompson D. 2006. *Sedimentary Structures*. Terra Publishing, London.
- Costa I.P., Milhomem P.S. & Carvalho M.S.S. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Jatobá. *Séries Bacias Sedimentares: Fundação Paleontológica Phoenix*, vol. 53.
- Costa I.P., Milhomem P.S., Bueno G.V., Silva H.S.R.L. & Kosin M.D. 2007. Sub-bacias de Tucano Sul e central. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15 (2)**:433–443.
- Cowan E.J. 1991. The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), SanJuan Basin, NewMexico. In: A.D. Miall & N. Tyler (Eds.), *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, vol. 3, pp. 80–93.
- Dantas J.R. 1980. *Texto Explicativo do Mapa Geológico do Estado de Pernambuco*. DNPM, Recife Série Mapas e Cartas de Síntese, 112 pp.
- Destro N. 2002. *Falhas de alívio e de transferência : o significado tectônico no rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas.
- Dürr S. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). *GSA Bulletin*, **108(6)**:669–684.

- Eliet P.P. & Gawthorpe R.L. 1995. Drainage development and sediment supply within rifts, examples from the Sperchios basin, central Greece. *Journal of the Geological Society*, **152**:883–893.
- Fambrini G.L., Lima-Filho M., Junior S.T., Costa B.H., Jesuino C.L.P., Valença L.M.M. & Neumann V.H.M.L. 2007. Paleocorrentes fluviais da Formação São Sebastião, Bacia do Jatobá, NE do Brasil. *In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste - 15 a 18 de Novembro de 2007 - Natal / RN*.
- Feijó F.J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8** (1):16–149.
- Fielding C.R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, **190**:227–240.
- Fielding C.R., LaGarry H.E., LaGarry L.A., Bailey B.E. & Swinehart J.B. 2007. Sedimentology of the Whiteclay Gravel Beds (Ogallala Group) in northwestern Nebraska, USA: Structurally controlled drainage promoted by Early Miocene uplift of the Black Hills Dome. *Sedimentary Geology*, **202**:58–71.
- Fisher J.A., Nichols G.J. & Waltham D.A. 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, **195**:55–73.
- Frakes L.A. 1979. *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam.
- Fryberger S.G. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, **73**:167–197.
- Garcia A.J.V. 1991. Paleogeografia do nordeste brasileiro no jurássico superior-cretáceo inferior. *Geociências*, **10**:37–56.
- Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B., Ghignone J.I., Oliveira E.P.d., Santiago Filho A.L., Teixeira W., Stamford W.J.P., Ribeiro A.G. & Ribeiro J.H.M. 1983. Geologia. *In: Brasil, Ministério de Minas e Energia, Secretaria Geral, Projeto RADAMBRASIL, folhas SC.24/25 Aracajú/Recife, Rio de Janeiro*, p. 856.

- Gawthorpe R.L. & Hurst J.M. 1993. Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of the Geological Society, London*, **150**:1137–1152.
- Gawthorpe R.L. & Leeder M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, **12**:195–218.
- Gawthorpe R.L., Fraser A.J. & Collier R.E.L. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, **11**:642–658.
- Ghignone J.I. 1979. *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia, v 1, 232*, cap. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. pp. 24–117.
- Ghignone J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: *Inda, H.A.V. (Ed.), Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, vol. 1, pp. 24–117.
- Gontijo G.A. 1988. Estudo de proveniência em arenitos da Bacia do Tucano, partes sul e central: Bahia. *Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Ouro Preto*.
- Graham J. 1988. Collection and analysis of field data. In: M. Tucker (Ed.), *Techniques in sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, pp. 5–62.
- Grohmann C.H. & Campanha G.A.C. 2010. OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. In: *AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA*.
- Ibbeken H. & Schleyer R. 1991. *Source and Sediment - A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy)*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 286 pp..
- Ingersoll R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, **100**:1704–1719.
- Jones C.M. 1977. Effects of varying discharge regimes on bed-form sedimentary structures in modern rivers. *Geology*, **5**:567–570.
- Karner G., Egan S. & Weissel J. 1992. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, **215**:133–160.

- 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*, Tulsa, AAPG Memoir, vol. 58, pp. 393–409.
- Kocurek G., Robinson N.I. & Sharp Jr J.M. 2001. The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. *Sedimentary Geology*, **139**:1–13.
- Krommelbein K. & Weber R. 1985. Ostracodes do “Wealdean” do nordeste brasileiro. *Serie Ciencia-Tecnica-Petroleo, PETROBRAS.CENPES.SINTEP*, **16**:9–39.
- Lambiasi J.J. 1990. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: *Lacustrine basin exploration: case studies and modern analogs*, Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, p. 265–276.
- Lambiasi J.J. & Bosworth W. 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: J. Lambiasi (Ed.), *Hydrocarbon habitat in rift basins*, Geological Society of London Special Publication, vol. 80, pp. 117–144.
- Leeder M. & Jackson J. 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, **5**:79–102.
- Leeder M.R. & Gawthorpe R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, vol. 28, p. 139–152.
- Lima C.C.U. & Vilas Boas G.S. 1994. Mecanismos Depositionais Para Os Conglomerados da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) Na Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**:1–7.
- Lima C.C.U. & Vilas Boas G.S. 2000. A arquitetura deposicional da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (4):729–736.
- Magnavita L., Davison I. & Kusznir N. 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, **13**:367–388.

- Magnavita L.P. 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. Tese de Doutorado, University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford.
- Magnavita L.P. 1996. Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Anais, São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia*, pp. 335–338.
- Magnavita L.P., Destro N., Carvalho M.S.S., Milhomem P.S. & Souza-Lima W. 2003. Bacia de Tucano. *Séries Bacias Sedimentares: Fundação Paleontológica Phoenix, vol. 52*.
- Marconato A., Almeida R.P., Figueiredo F.T. & Nóbrega J.E.S. 2010. Provenance analysis through multivariate statistics in a fault-bounded basin: implications for the tectonic evolution of the Santa Bárbara Group, Camaquã Basin, Southern Brazil. *In: 18th International Sedimentological Congress 2010, Mendoza, Argentina. Abstracts Volume, 2010. v. único. p. 579-579*.
- Martín-Fernandez J.A., Barceló-Vidal C. & Pawlowsky-Glahn V. 2003. Dealing with zeros and missing values in compositional data sets using nonparametric imputation. *Mathematical Geology*, **35** (3):253–278.
- McKee E.d., Crosby E.J. & Berryhill Jr. H.L. 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**:829–851.
- Miall A.D. 1974. Palaeocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**:1174–1185.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Canadian Society of Petroleum Memoir*, **5**:597–604.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Reviews*, **22**:261–308.
- Miall A.D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 2 ed., 668 pp..
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer. Berlin, 852 pp..

- Miall A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, New-York, 3rd ed., 616 pp..
- Miall A.D. 2006. How do we identify big rivers? And how big is big? *Sedimentary Geology*, **186**:39–50.
- Miall A.D. & Arush M. 2001. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology*, **48**:971–985.
- Miall A.D. & Jones B. 2003. Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, **73**:531–545.
- Milani E. & Davison I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, **154**:41–50.
- Miura K. 1965. Estudos dos Fanglomerados na margem Leste da Bacia do Recôncavo. Salvador. PETROBRAS, RPBA, SETEX. Relatório interno 887.
- Morley C.K., Nelson R.A., Patton T.L. & Munn S.G. 1990. Transfer zones in the East African Rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *Association of American Petroleum Geologists Bulletin*, **74**:1234–1253.
- Mountney N.P. 2006. Eolian facies models. In: R.G. Walker & H.W. Posamentier (Eds.), *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication N° 84*, pp. 19–83.
- Netto A.S.T. 1978. Capítulo II Parte: Unidades litológicas. In: *Texto Explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia: Escala 1:1000000*, SME/COM, Salvador.
- Netto A.S.T. & Oliveira J.J. 1985. O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**:97–102.
- Netto A.S.T., Braga J.A.E., Bruhn C.H.L., Magnavita L.P., Oliveira J.J., Agle H.M. & Ribeiro J.C.L. 1984. Prospectos estratigráficos do Recôncavo: arcabouço estrutural, análise estratigráfica e potencialidade exploratória dos andares Rio da Serra e Aratu, Salvador. *Relatório interno da Petrobrás*.
- North C.P. & Taylor K.S. 1996. Ephemeral-fluvial deposits: integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **80**:811–830.

- Oliveira A.I. & Leonardos O.H.. 1940. Geologia do Brasil. *Com. Bras. Centenários. Portugal*.
- Oliveira F.M. 2005. *Análise estratigráfica da Fm. Sergi, Campo de Fazenda Bálsamo, Bacia do Recôncavo, Bahia*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Ouchi S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, **96**:504–515.
- Pack O.L. & Almeida L.A. 1945. Estratigrafia e Tectônica: região do Recôncavo. Tech. Rep., Rio de Janeiro. CNP, p. 76-88.
- Palarea-Albaladejo J., Martín-Fernandez J.A. & Gomez-Garcia J. 2007. A parametric approach for dealing with compositional rounded zeros. *Mathematical Geology*, **39**:625–645.
- Pawlowsky-Glahn V. & Egozcue J.J. 2006. Compositional data and their analysis: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, **264**:1–10.
- Peakall J., Leeder M., Best J. & Ashworth P. 2000. River response to lateral ground tilting: a synthesis and some implications for the modelling of alluvial architecture in extensional basins. *Basin Research*, **12**:413–424.
- Peraro A.A. 1998. *Gênese de estruturas antiformais observadas em linhas sísmicas no rifte Tucano-Jatobá*. Tese de Doutorado, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto.
- Pinto I.D. & Sanguinetti Y.T. 1958. Bisulcocypris, a new Mesozoic genus and preliminary note about its relation with Metacypris and allied forms. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **7**:75–90.
- Ponte F.C. 1972. Análise comparativa da palaeogeologia dos litorais Atlânticos, Brasileiro e Africano. Tech. Rep., Relatório CPEG-4, PETROBRAS :20 pp.
- Ponte F.C. & Asmus H.E. 1978. Geological framework of the Brazilian Continental Margin. *Geologische Rundschau*, **67** (1):201–235.
- Pontes A.R. & Ribeiro C.L. 1964. Detalhe geológico do Recôncavo central (Mata, Salvador, Candeias e Santo Amaro). *PETROBRAS, RPBA, SETEX, Relatório interno 787*.

- Potter P.E. & Pettijohn F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 2 ed., 425 pp..
- Prosser S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, **71**:35–66.
- Reading H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 688 pp..
- Rebello Santos E. 1962. Geologia da área Poço-Verde Adustina, leste da Bacia do Tucano. *PETROBRAS, RPBA, CETECS Relatório interno 527*.
- 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.
- Rocha D.E.G.A. & Amaral C.A. 2007. Rede Cooperativa de Pesquisa, Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro hidrogeologia da bacia sedimentar do Jatobá: sistema aquífero Tacaratu/Inajá Meta B - Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos. In: *Serviço Geológico do Brasil - CPRM e Universidade Federal de Pernambuco - UFPE*, Ministério das Minas e Energia, Ministério de Ciência e Tecnologia.
- Santos C.C., Reis C. & Pedreira A.J. 2010. Bacia sedimentar do Tucano Central. In: *Projeto Bacia do Tucano Central. Estados da Bahia e Sergipe. Escala: 1:100000*, Salvador, CPRM, pp. 28–54.
- Schaller H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe / Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro*, **12 (1)**:21–86.
- Scherer C. & Goldberg K. 2010. Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the wind regime. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **296**:103–110.
- Scherer C.M.S., Lavina E.L.C., Dias Filho D.C., Oliveira F.M., Bongiolo D.E. & Aguiar E.S. 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, **194**:169–193.

- Schumm S. 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, **101**:279–294.
- Schumm S.A. 1985. Patterns of alluvial rivers. *Earth and Planetary Science Letters*, **13**:5–27.
- Schumm S.A., Dumont J.F. & Holbrook J.M. 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Seeger M. & Alexander J. 1993. Distribution of Plio-Pleistocene and modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **20**:37–48.
- Sensora 1982. *Guia de campo de geologia estrutural das bacias de Tucano e Recôncavo*. Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento Ltda. Centro de Projetos e estudos (BA).
- Silva H.T.F. 1993. *Flooding surface, depositional elements, and accumulation rates characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequences in the recôncavo Basin, northeastern Brazil*. Tese de Doutorado, Tese de Doutorado, The University of Texas at Austin, 313 p.
- Silva O.B., Caixeta J.M., Milhomem P.S. & Kosin M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15 (2)**:423– 431.
- Soreghan M.J., Scholz C.A. & Wells J.T. 1999. Coarse-grained, deep-water sedimentation along a border fault margin of Lake Malawi, Africa; seismic stratigraphic analysis. *Journal of Sedimentary Research*, **69**:832–846.
- Tooth S. 2000. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews*, **51**:67–107.
- Tucker M. 1989. *The field description of sedimentary rocks*. Handbook Series, Geological Society of London.
- Tunbridge I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sedimentary Geology*, **28**:79–95.
- Tunbridge I.P. 1984. Facies models for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. *Sedimentology*, **31**:697–716.

- Ussami N., Karner G. & Bott M. 1986. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano - Gabon basin system. *Nature*, **322**:629–632.
- Versfelt J. & Rosendahl B.R. 1989. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East Africa. *Nature*, **337**:354–357.
- Viana C.F. 1967. Microfosséis do Cretáceo do nordeste brasileiro e África ocidental. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 21, Curitiba, Anais*, p. 19–28.
- Viana C.F., Junior E.G.G., Simões I.A., Moura J.A., Fonseca J.D.R. & Alves R.J. 1971. Revisão estratigráfica da bacia recôncavo/tucano. *Boletim técnico da Petrobras*, **14(3/4)**:157–192.
- Vilas Boas G.S. 1996. Capítulo VII: As Coberturas Paleozóicas e Mesozóicas. In: *Texto Explicativo da Geologia da Bahia*.
- 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*, Geological Association of Canada, pp. 1–14.
- Walker R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. In: R.G. Walker & H. Posamentier (Eds.), *Facies Models Revisited. Special Publication 84*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, p. 1–17.
- Weber R. 1963. Determinação da idade dos sedimentos do Recôncavo. *Boletim Técnico da Petrobras*, **6 (2)**:89–96.
- Wiederkehr F. 2010. *Análise tectono-estratigráfica das Formações Itaparica e Água Grande (Bacia Do Recôncavo, Bahia)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 98p.

**Anexo 1 - Figuras correspondentes ao material suplementar do
Artigo 1**

PRANCHA 1

Figura 47. A-Geral do elemento de dunas eólicas, B-Detalhe da fácies de arenito eólico, C-Geral do elemento AE2, D-Arenito seixoso com cruzada tabular, E-Detalhe da cruzada tabular, F-Segregação granulométrica do foreset, G- Arenito fino com cruzada sigmoidal, H-Detalhe de estratificação cruzada composta.

PRANCHA 2

Figura 48. A- Estratificação cruzada overturned acima do martelo, fluxo para esquerda, B-Superposição de arenitos com estratificação cruzada composta acanalada, C-Arenito seixoso com cruzada tabular preservando lag de seixos, D-Conglomerado com imbricação incipiente, E-Seta mostra elemento AE2 limitado no topo por superfície de superposição de duna grande, F-Arenito com cruzadas compostas, G-Arenito com cruzada tabular com intraclastos de pelito, H-Detalhe dos intraclastos da foto ao lado.

PRANCHA 3

Figura 49. A-Detalhe de cruzadas compostas, B- Detalhe de arenito médio com cruzada acanalada, C-Setas grandes mostram foresets do elemento AE2, setas pequenas identificam as cruzadas compostas internas, D-Arenito com cruzada convoluta, E- Detalhe do elemento AE1 com 1,80 m de espessura, F-Detalhe do elemento AE1 com 2 m de espessura, G-Setas pequenas mostram superposição entre AE1 e AE2, H-Detalhe da contagem de clastos

Figura 50. Superposição entre Barras de acréscimo (em branco) e Dunas grandes compostas e barras unitárias (em cinza) destacando superfícies de superposição entre elas e superfícies de reativação menores internas.

Figura 51. Continuação para esquerda do mosaico anterior, com destaque para a presença do elemento de topo de barra com presença de intraclastos erodidos em dois intervalos diferentes, um do topo de AE1 e outro do topo de AE2.

Figura 52. Continuação mais a esquerda do mosaico anterior mostrando persistência lateral das barras de acréscimo e dunas de acréscimo se tornando mais espessas para o topo.

Figura 53. Destaque para Barras unitárias passando lateralmente para Dunas compostas com até 2 m de espessura, que sobreposição barras de acréscimo à jusante.

Figura 54. Detalhe das Dunas grandes compostas mostrado no canto esquerdo do mosaico anterior. Destaque para várias superfícies de reativação internas da duna logo sobrepostas por dunas maiores com mais de 1,5 m.

Figura 55. Detalhe da maior complexidade interna associada as barras unitárias ou dunas grandes compostas (EA1) do que apresentada pelas Barras de acréscimo à jusante, embora ambas tenham paleocorrentes muito semelhantes.

EA1	Dunas grandes / compostas	1	Superfície de superimposição de duna pequena	4	Superfície de incremento de barra
EA2	Barra de acreção	2	Superfície de reativação de forma de leito	5	Superfície de superimposição de duna grande / composta
		3	Superfície limitante de coset		

Figura 56. Continuação para esquerda do mosaico anterior ilustrando a passagem de Dunas grandes compostas para Barras unitárias

Figura 57. Parte do topo do mosaico anterior mostrando a transição entre o elemento EA1 e Dunas eólicas (EA4), o que sugere a importância deste último para o modelo de retrabalhamento de topos de barra pelo vento, observado com frequência em ambientes modernos

Figura 58. Vista geral de barras de acréscimo à jusante com incrementos internos, limitando séries de cruzadas compostas com poucas superfícies de reativação, diferentemente da complexidade apresentada pelas dunas compostas grandes acima (em cinza).

**Anexo 2 - Tabelas com o tratamento dos dados de proveniência
do Artigo 3**

Field data – Site Tuc 13 (Marizal Formation)																	
lithotype class	axis 'x'	axis 'y'	shape	Area (r, a, sr, sa)	lithotype class	axis 'x'	axis 'y'	shape	Area (r, a, sr, sa)	lithotype class	axis 'x'	axis 'y'	shape	Area (r, a, sr, sa)	lithotype class	Area sum (cm2)	Area sum (%)
granite	8.0	6.0	a	48.0	granite	3.0	3.0	r	7.1	mylonitic granite	5.0	4.0	sa	18.6	sandstone	795	9.6
granite	2.0	1.5	a	3.0	granite	7.0	3.5	sa	22.7	mylonitic granite	6.0	5.0	r	23.6	mylonitic granite	2,998	36.1
granite	3.0	3.0	r	7.1	granite	8.0	4.0	sa	29.7	mylonitic granite	16.0	6.0	sr	82.3	granite	3,809	45.8
granite	10.0	6.0	sr	51.4	granite	6.0	4.0	a	24.0	mylonitic granite	10.0	6.0	a	60.0	vein quartz	69	0.8
granite	5.0	3.0	sr	12.9	granite	6.0	5.0	a	30.0	mylonitic granite	8.0	5.0	sr	34.3	quartzite	216	2.6
granite	10.0	5.0	sr	42.8	granite	4.0	2.0	sa	7.4	mylonitic granite	9.0	4.0	a	36.0	siltstone	424	5.1
granite	10.0	5.0	r	39.3	granite	3.5	2.0	sa	6.5	mylonitic granite	12.0	7.0	sr	72.0	TOTAL	8,311	100
granite	7.0	4.0	sr	24.0	granite	3.5	3.0	sr	9.0	quartzite	2.0	1.5	a	3.0			
granite	7.0	7.0	a	49.0	granite	4.0	3.0	a	12.0	quartzite	7.0	3.0	a	21.0			
granite	10.0	10.0	sr	85.7	granite	8.0	3.0	a	24.0	quartzite	3.0	2.0	sr	5.1			
granite	2.0	4.0	a	8.0	granite	8.0	4.0	r	25.1	quartzite	7.0	3.0	r	16.5			
granite	6.0	3.0	a	18.0	granite	7.0	6.0	sr	36.0	quartzite	4.0	2.0	a	8.0			
granite	3.0	1.0	sa	2.8	granite	5.0	3.0	r	11.8	quartzite	8.0	4.0	sa	29.7			
granite	2.0	3.5	a	7.0	granite	6.0	12.0	r	56.5	quartzite	2.0	1.0	sa	1.9			
granite	2.5	2.0	a	5.0	granite	6.0	5.0	r	23.6	quartzite	3.0	1.5	a	4.5			
granite	9.0	5.0	r	35.3	mylonitic granite	3.0	8.0	a	24.0	quartzite	2.5	1.0	a	2.5			
granite	6.0	2.0	r	9.4	mylonitic granite	8.0	5.0	r	31.4	quartzite	7.0	3.0	sa	19.5			
granite	12.0	6.0	sr	61.7	mylonitic granite	7.0	5.0	sr	30.0	quartzite	11.0	5.5	a	60.5			
granite	10.0	10.0	sa	92.8	mylonitic granite	13.0	7.0	r	71.5	quartzite	4.0	2.0	r	6.3			
granite	4.0	2.0	r	6.3	mylonitic granite	4.0	2.0	a	8.0	quartzite	8.0	3.0	a	24.0			
granite	3.0	3.0	sr	7.7	mylonitic granite	9.0	4.0	r	28.3	quartzite	3.0	1.0	a	3.0			
granite	3.0	3.0	a	9.0	mylonitic granite	7.0	3.0	r	16.5	quartzite	2.0	1.0	sa	1.9			
granite	10.0	7.0	r	55.0	mylonitic granite	3.5	1.5	sa	4.9	quartzite	3.0	2.0	a	6.0			
granite	14.0	8.0	a	112.0	mylonitic granite	9.0	6.0	r	42.4	quartzite	3.0	1.0	r	2.4			
granite	19.0	11.0	r	164.1	mylonitic granite	7.0	4.0	r	22.0	sandstone	8.0	4.0	sr	27.4			
granite	7.0	5.0	sr	30.0	mylonitic granite	5.0	3.0	sr	12.9	sandstone	2.0	1.0	sr	1.7			
granite	13.0	10.0	a	130.0	mylonitic granite	4.5	2.5	a	11.3	sandstone	5.0	8.0	r	31.4			
granite	3.0	2.0	sr	5.1	mylonitic granite	5.0	4.0	r	15.7	sandstone	2.0	2.0	r	3.1			
granite	8.0	7.0	sr	48.0	mylonitic granite	9.0	3.0	r	21.2	sandstone	2.5	2.5	sr	5.4			
granite	9.0	5.0	r	35.3	mylonitic granite	4.0	2.0	r	6.3	sandstone	10.0	3.0	sr	25.7			
granite	4.0	2.0	r	6.3	mylonitic granite	13.0	8.0	r	81.7	sandstone	3.0	2.0	sr	5.1			
granite	12.0	7.0	r	66.0	mylonitic granite	6.0	3.0	sa	16.7	sandstone	2.0	1.0	sr	1.7			
granite	2.0	1.0	r	1.6	mylonitic granite	3.0	1.5	r	3.5	sandstone	7.0	4.0	sa	26.0			
granite	10.0	5.0	r	39.3	mylonitic granite	3.0	1.5	a	4.5	sandstone	10.0	8.0	sr	68.6			
granite	6.0	6.0	r	28.3	mylonitic granite	6.0	7.0	r	33.0	sandstone	7.0	6.0	a	42.0			
granite	8.0	5.0	r	31.4	mylonitic granite	10.0	5.0	sr	42.8	sandstone	18.0	12.0	r	169.6			
granite	7.0	3.0	r	16.5	mylonitic granite	6.0	3.0	r	14.1	sandstone	3.0	2.0	r	4.7			
granite	4.0	2.0	r	6.3	mylonitic granite	3.5	2.0	r	5.5	sandstone	10.0	4.0	r	31.4			
granite	5.0	4.0	sr	17.1	mylonitic granite	7.0	5.0	sa	32.5	sandstone	5.0	10.0	a	50.0			
granite	10.0	10.0	r	78.5	mylonitic granite	3.0	2.5	r	5.9	sandstone	10.0	4.0	sr	34.3			
granite	6.0	3.0	a	18.0	mylonitic granite	2.0	1.0	sa	1.9	sandstone	7.0	5.0	sr	30.0			
granite	2.5	2.0	r	3.9	mylonitic granite	6.0	3.0	sr	15.4	sandstone	3.0	1.5	sa	4.2			
granite	9.0	7.0	r	49.5	mylonitic granite	10.0	7.0	sr	60.0	sandstone	3.0	1.0	r	2.4			
granite	13.0	10.0	sr	111.4	mylonitic granite	3.0	1.0	sa	2.8	sandstone	5.0	1.0	sa	4.6			
granite	10.0	6.0	sr	51.4	mylonitic granite	12.0	10.0	sr	102.8	sandstone	5.0	3.0	sr	12.9			
granite	8.0	5.0	r	31.4	mylonitic granite	6.0	3.0	sr	15.4	sandstone	10.0	4.0	sa	37.1			
granite	7.0	3.0	sr	18.0	mylonitic granite	3.0	1.5	a	4.5	sandstone	2.0	1.0	sr	1.7			
granite	10.0	5.0	a	50.0	mylonitic granite	5.0	8.0	r	31.4	sandstone	2.5	3.0	a	7.5			
granite	3.5	2.0	sr	6.0	mylonitic granite	1.5	2.0	sr	2.6	sandstone	5.0	3.0	sr	12.9			
granite	10.0	4.0	r	31.4	mylonitic granite	3.5	1.5	a	5.3	sandstone	5.0	3.0	sr	12.9			
granite	7.0	9.0	a	63.0	mylonitic granite	4.0	2.0	r	6.3	sandstone	5.0	3.0	r	11.8			
granite	10.0	7.0	sr	60.0	mylonitic granite	5.0	3.0	sr	12.9	sandstone	1.5	0.5	r	0.6			
granite	10.0	5.0	a	50.0	mylonitic granite	2.0	5.0	a	10.0	sandstone	7.0	5.0	sr	30.0			
granite	3.0	1.0	a	3.0	mylonitic granite	3.0	2.0	sr	5.1	sandstone	2.0	0.3	a	0.6			
granite	6.0	5.0	r	23.6	mylonitic granite	10.0	4.0	r	31.4	sandstone	5.0	3.0	sa	13.9			
granite	12.0	7.0	r	66.0	mylonitic granite	6.0	5.0	r	23.6	sandstone	3.0	1.5	sa	4.2			
granite	14.0	5.0	sr	60.0	mylonitic granite	6.0	3.0	sa	16.7	sandstone	2.5	1.0	sa	2.3			
granite	7.0	3.0	r	16.5	mylonitic granite	5.0	4.0	sr	17.1	sandstone	2.0	1.0	sr	1.7			
granite	9.0	7.0	sr	54.0	mylonitic granite	25.0	12.0	r	235.6	sandstone	9.5	3.0	sa	26.5			
granite	3.0	2.5	r	5.9	mylonitic granite	7.0	3.0	sa	19.5	sandstone	5.0	2.0	sr	8.6			
granite	2.0	1.5	r	2.4	mylonitic granite	4.0	2.0	sa	7.4	sandstone	4.0	3.0	r	9.4			
granite	4.0	5.0	a	20.0	mylonitic granite	11.5	3.5	sr	34.5	sandstone	6.0	5.0	sa	27.9			
granite	4.0	1.5	sr	5.1	mylonitic granite	4.0	2.5	r	7.9	sandstone	2.0	1.0	a	2.0			
granite	16.0	14.0	r	175.9	mylonitic granite	5.0	3.0	sr	12.9	sandstone	2.0	1.0	r	1.6			
granite	12.0	7.0	r	66.0	mylonitic granite	10.0	4.0	sr	34.3	siltstone	3.0	1.5	a	4.5			
granite	8.0	2.0	sa	14.9	mylonitic granite	2.0	2.0	r	3.1	siltstone	6.0	4.0	r	18.8			
granite	5.0	4.0	a	20.0	mylonitic granite	7.0	5.0	r	27.5	siltstone	3.0	0.5	sr	1.3			
granite	5.0	4.0	r	15.7	mylonitic granite	3.0	2.0	r	4.7	siltstone	8.0	3.0	sr	20.6			
granite	5.0	4.0	r	15.7	mylonitic granite	5.0	3.0	r	11.8	siltstone	5.0	4.0	r	15.7			
granite	6.0	5.0	sr	25.7	mylonitic granite	3.0	2.0	r	4.7	siltstone	6.0	6.0	r	28.3			
granite	8.0	5.0	r	31.4	mylonitic granite	6.5	3.5	a	22.8	siltstone	6.0	4.0	a	24.0			
granite	3.5	2.0	a	7.0	mylonitic granite	5.0	1.5	sr	6.4	siltstone	4.0	3.0	a	12.0			
granite	5.0	2.5	sa	11.6	mylonitic granite	9.0	5.0	sr	38.6	siltstone	4.0	4.0	r	12.6			
granite	2.5	1.0	sa	2.3	mylonitic granite	10.0	4.0	a	40.0	siltstone	5.0	2.5	sa	11.6			
granite	2.0	1.0	r	1.6	mylonitic granite	2.0	1.0	r	1.6	siltstone	3.0	2.0	r	4.7			
granite	7.0	3.0	r	16.5	mylonitic granite	8.0	6.0	r	37.7	siltstone	8.0	2.0	sr	13.7			
granite	6.0	3.0	r	14.1	mylonitic granite	11.0	7.0	r	60.5	siltstone	3.0	2.0	a	6.0			
granite	6.0	4.0	r	18.8	mylonitic granite	6.0	2.5	sa	13.9	siltstone	3.0	1.5	sr	3.9			
granite	3.5	2.0	sr	6.0	mylonitic granite	11.0	7.0	r	60.5	siltstone	3.0	2.0	sa	5.6			
granite	7.0	5.0	sr	30.0	mylonitic granite	12.0	8.0	r	75.4	siltstone	5.0	2.0	r	7.9			
granite	4.0	3.0	r	9.4	mylonitic granite	4.0	4.0	a	16.0	siltstone	8.0	3.0	sa	22.3			
granite	6.0	5.0	sr	25.7	mylonitic granite	1.0	1.0	r	0.8	siltstone	4.0	2.5	sa	9.3			
granite	10.0	4.0	sr	34.3	mylonitic granite	18.0	14.0	sa	234.0	siltstone	5.0	3.0	r	11.8			
granite	8.0	6.0	sr	41.1	mylonitic granite	1.0	2.0	a	2.0	siltstone	7.0	12.0	sr	72.0			
granite	12.0	7.0	r	66.0	mylonitic granite	14.0	10.0	sr	120.0	siltstone	4.0	1.0	a	4.0			
granite	1.0	1.0	a	1.0	mylonitic granite	8.0	6.0	sr	41.1	siltstone	4.5	3.5	r	12.4			
granite	3.0	2.0	a	6.0	mylonitic granite	6.0	8.0	r	37.7	siltstone	8.0	6.0	r	37.7			
granite	2.0	2.0	sa	3.7	mylonitic granite	2.0	2.0	a	4.0	siltstone	3.0	7.0	r	16.5			
granite	5.0	4.0	r	15.7	mylonitic granite	12.0	4.0	sr	41.1	siltstone	3.0	2.0	r	4.7			
granite	16.0	13.0	sr	178.2	mylonitic granite	14.0	8.0	r	88.0	siltstone	3.0	2.0	sr	5.1			
granite	5.0	3.0	sa	13.9	mylonitic granite	5.0	2.0	sr	8.6	siltstone	6.0	2.0	a	12.0			
granite	4.0																

SITE	LITHOTYPE CLASSES															TOTAL (cm²)	NUMBER OF OBSERVATIONS	SAMPLE ERROR OF "ZERO" ENTRIES										
	sandstone	basalt	limestone breccia	conglomerate	limestone	calcareite	coal	phyllite	granite	leucocratic granite	mylonitic granite	aplite	feldspar	metabasic	vein quartz				quartzite	milonitic quartzite	sillexite	silstone	mica schist	garnet schist	amphibole schist	chalcedony		
tuc5 (km)	433	22	0	0	17	0	0	207	212	0	57	0	0	112	544	202	87	71	0	8	18	0	0	1989	7956	0.00048		
tuc7 (ksv)	634	19	15	0	401	0	0	101	31	0	0	0	0	0	42	57	0	0	0	8	0	0	0	1309	5235	0.00073		
tuc10 (kss)	0	0	0	0	39	0	0	1	0	0	0	0	0	0	172	24	0	0	0	40	0	0	0	277	1108	0.00344		
tuc13 (km)	795	0	0	0	0	0	0	0	3809	0	2998	0	0	0	69	216	0	0	0	424	0	0	0	8311	33244	0.00012		
tuc15 (km)	3966	0	0	0	395	0	118	0	27	0	0	0	0	0	75	73	0	0	40	925	0	89	0	5709	22837	0.00017		
tuc16 (km)	0	0	0	0	525	0	0	105	0	0	20	0	0	0	586	522	0	0	0	528	0	103	95	2484	9935	0.00039		
tuc17 (km)	482	0	0	0	64	0	14	0	474	0	278	0	0	0	422	311	0	116	0	48	0	65	369	2644	10575	0.00036		
tuc18 (km)	3369	0	0	0	716	0	10	0	214	0	136	0	0	0	244	0	0	0	7	0	0	32	0	4729	18914	0.00020		
tuc19 (km)	3478	0	0	0	0	0	0	186	18	0	0	0	0	0	17	1057	0	0	0	0	0	0	0	4756	19024	0.00020		
tuc20 (km)	9028	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	0	0	0	0	0	0	0	0	9061	36244	0.00011		
tuc21 (km)	12510	0	0	0	142	31	0	0	0	0	0	0	0	0	93	0	0	0	0	0	0	23	0	12798	51193	0.00007		
tuc22 (km)	86	0	0	0	0	0	0	17	149	127	190	0	0	0	751	2321	0	112	0	749	361	616	0	7760	31040	0.00012		
tuc23 (km)	154	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	445	380	0	37	0	31	22	336	0	1887	7549	0.00051		
tuc24 (ksv)	0	0	86	0	778	0	0	0	847	0	32	0	0	0	85	2056	0	0	0	165	0	322	0	4368	17473	0.00022		
tuc26 (ksv)	135	0	0	0	1623	0	0	0	55	0	0	0	0	0	0	943	0	0	0	27	1819	0	491	0	5093	20373	0.00019	
tuc28 (km)	34	0	0	56	15	0	0	0	1360	0	624	0	0	0	256	847	261	0	297	0	210	217	0	4178	16710	0.00023		
tuc50 (km)	360	0	0	0	0	0	4	11	32	0	0	0	0	0	234	0	0	16	49	0	0	0	0	705	2818	0.00014		
si26 (km)	16	0	0	0	9	0	0	1	87	0	67	0	0	0	205	121	0	17	0	40	0	17	3	583	2332	0.00041		
si27 (km)	45	0	0	0	0	0	0	0	130	72	196	32	0	0	72	339	0	0	8	0	0	12	0	834	3335	0.00029		
mr106 (km)	0	0	0	0	0	0	0	7	957	0	31	0	0	0	255	42	0	0	5	0	0	19	48	1365	5460	0.00018		
mr97 (km)	38	0	0	0	15	0	0	0	1037	0	32	0	0	0	616	0	0	0	0	0	0	0	0	1739	6957	0.00014		
mr93 (km)	11	0	0	0	0	0	0	0	87	0	7	0	0	0	286	120	0	0	0	0	0	0	0	511	2045	0.00047		
tuc5 (kss)	0	0	0	0	0	0	10	19	0	0	0	0	0	0	226	0	0	4	0	0	0	0	0	260	1038	0.00092		
tuc24 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	14	0	61	31	0	0	0	0	0	0	4	114	458	0.00209		
tuc47 (kss)	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	153	32	0	0	0	0	0	8	10	219	876	0.00110		
tuc50 (kss)	5	0	0	0	0	0	0	1	76	0	0	0	0	0	584	9	0	14	0	0	0	0	0	689	2757	0.00350		
tuc60 (kss)	4	0	0	0	0	0	0	0	170	0	0	0	0	0	661	0	0	14	0	0	0	2	0	850	3399	0.00028		
tuc61 (kss)	19	0	0	0	0	0	0	0	76	0	0	0	0	0	37	171	0	0	0	0	0	0	0	303	1213	0.00079		
tuc63 (kss)	12	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	196	69	0	0	4	0	0	6	7	304	1216	0.00079		
tuc65 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	188	2	0	0	0	0	0	0	0	190	761	0.00128		
tuc73 (kss)	2	0	0	0	0	0	0	12	6	0	0	0	1	0	27	20	10	0	0	0	0	10	85	176	703	0.00136		
tuc74 (kss)	60	0	0	0	0	0	0	54	266	0	47	0	0	0	358	114	0	0	0	0	0	133	204	1237	4947	0.00019		
tuc75 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	19	0	0	0	0	0	205	27	15	0	0	0	0	7	79	354	1414	0.00068		
tuc76 (kss)	4	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	228	12	0	0	0	0	0	1	19	265	1061	0.00090		
tuc77 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	295	7	0	0	0	0	0	7	1	1245	0.00077			
tuc78 (kss)	17	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	129	26	0	0	0	0	0	0	11	188	750	0.00128		
tuc79 (kss)	108	0	0	0	0	0	0	18	46	0	5	0	0	0	282	78	0	5	0	0	0	1	23	566	2264	0.00042		
tuc80 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	0	0	0	0	108	64	0	0	0	0	0	1	2	190	761	0.00126		
tuc82 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0	0	0	0	162	31	0	0	0	0	0	0	5	208	831	0.00115		
tuc83 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0	0	0	0	0	77	26	0	0	0	0	0	0	9	136	544	0.00176		
tuc85 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	61	21	0	0	0	0	0	0	4	88	354	0.00271		
tuc86 (kss)	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	96	33	0	0	0	0	0	0	1	134	537	0.00179		
tuc87 (km)	32	0	0	0	0	0	0	0	39	0	0	0	0	0	212	55	0	51	0	0	0	0	37	0	427	1708	0.00056	
TOTAL (cm²)	35833	41	100	56	4740	31	146	624	12511	351	5195	32	15	367	10441	9876	113	741	112	2063	2391	767	2635	518	90298			
SAO SEBASTIAO (cm²)	246,0	0,0	0,0	0,0	39,5	0,0	0,0	95,9	752,9	0,0	52,3	0,4	14,6	0,0	4308,2	799,3	25,5	23,6	18,2	40,3	0,0	0,0	176,4	465,8	7058,8			
ALLUVIAL FANS (cm²)	769,1	18,8	100,3	0,0	2802,2	0,0	0,0	100,6	933,4	0,0	31,8	0,0	0,0	0,0	126,9	3056,3	0,0	0,0	35,0	1983,2	0,0	812,7	0,0	10770,4				
MARIZAL (cm²)	34817,4	22,1	0,0	55,7	1898,1	30,8	145,6	427,9	10824,8	351,3	5110,9	31,9	0,0	367,4	6005,9	6020,5	87,1	717,5	93,7	1987,3	1008,3	767,0	1645,9	51,7	72468,7			

Tabela 12. Sum of the area of each lithotype per site and the total of each class for the alluvial fans, the Marizal and São Sebastião formations. Example of the Marizal Formation (yellow row). Zero entries (black cells) are substituted by sample error (last column).

[illegible]

Tabela 13. Percentage of clasts lithotypes with error input for each site. Yellow row detailing one example of the Marizal Formation.

SITE	CLASTS LITHOTYPES WITH INPUT NORMALIZED IN PERCENTAGE																				TOTAL (%)					
	sandstone	basalt	limestone	breccia	conglomerate	limestone	calcarentite	coal	phyllite	granite	leucocratic granite	mylonitic granite	aplite	feldspar	metabasic	vein quartz	quartzite	millionitic quartzite	acid volcanic	sillexite	sillstone	mica schist	garnet schist	amphibole schist	chalcodony	
tuc5 (km)	21.7909	1.1128	0.0005	0.0005	0.0005	0.8402	0.0005	0.0005	10.4081	10.6603	0.0005	2.8485	0.0005	0.0005	5.6250	27.3410	10.1435	4.3775	3.5538	0.0005	0.3842	0.9092	0.0005	0.0005	100.0000	
tuc7 (ksv)	48.4644	1.4400	1.1128	0.0007	30.8552	0.0007	0.0007	7.6336	2.4000	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	3.2299	4.3732	0.0007	0.0007	0.0007	0.6300	0.0007	0.0007	0.0007	100.0000	
tuc10 (kss)	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	14.2515	0.0034	0.0034	0.3639	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	62.1746	8.6073	0.0034	0.0034	0.0034	14.5373	0.0034	0.0034	0.0034	100.0000	
tuc13 (km)	9.5689	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	45.6297	0.0001	36.0708	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.8357	2.5953	0.0001	0.0001	0.0001	5.0975	0.0001	0.0001	0.0001	100.0000	
tuc15 (km)	69.4692	0.0002	0.0002	0.0002	6.9211	0.0002	2.0735	0.0002	0.4815	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	1.3779	1.2708	0.0002	0.0002	0.6941	16.2084	0.0002	1.5609	0.0002	100.0000	
tuc16 (km)	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	21.1365	0.0004	0.0004	0.0004	4.2322	0.0004	0.8223	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	23.5893	21.0167	0.0004	0.0004	0.0004	21.2532	0.0004	4.1310	0.0004	100.0000	
tuc17 (km)	18.2177	0.0004	0.0004	0.0004	2.4309	0.0004	0.5187	0.0004	17.9377	0.0004	10.5281	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	15.9454	11.7695	0.0004	4.4058	0.0004	1.8219	0.0004	2.4581	13.9614	100.0000	
tuc18 (km)	71.2385	0.0002	0.0002	0.0002	15.1461	0.0002	0.2062	0.0002	4.5314	0.0002	2.8659	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	5.1675	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.1571	0.0002	0.6842	0.0002	100.0000	
tuc19 (km)	73.1331	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	3.9016	0.3784	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.3603	22.2228	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	100.0000	
tuc20 (km)	99.6389	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.3587	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	100.0000	
tuc21 (km)	97.7428	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	1.1064	0.2403	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.7278	0.9091	0.0001	1.4440	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	100.0000	
tuc22 (km)	0.8512	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	26.8833	2.8905	6.1003	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	9.6751	29.9091	0.0001	1.4440	0.0001	0.0001	0.0001	9.6505	4.6522	7.9422	100.0000
tuc23 (km)	8.1760	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.9005	7.9100	6.7316	10.0718	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	23.5561	20.1183	0.0005	1.9470	0.0005	0.0005	1.6426	1.1464	17.7931	0.0005	100.0000
tuc24 (ksv)	0.0002	0.0002	1.9619	0.0002	17.7993	0.0002	0.0002	0.0002	19.3811	0.0002	0.7275	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	1.9373	47.0552	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	3.7698	0.0002	7.3644	100.0000
tuc26 (ksv)	2.6453	0.0002	0.0002	0.0002	31.8730	0.0002	0.0002	1.0853	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	18.5238	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.5258	35.7039	0.0002	9.6396	100.0000
tuc28 (km)	0.8205	0.0002	0.0002	1.3335	0.3692	0.0002	0.0002	0.0002	32.5459	0.0002	14.9468	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	20.2844	6.2507	0.0002	7.1088	0.0002	0.0002	5.0334	5.1876	0.0002	100.0000	
tuc50 (km)	51.0291	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.5271	1.4924	4.5152	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	33.1883	0.0001	0.0001	2.3158	6.9497	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	100.0000	
si26 (km)	2.7256	0.0004	0.0004	0.0004	1.5437	0.0004	0.0004	0.1470	14.9414	0.0004	11.5506	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	35.1723	20.8105	0.0004	2.8844	0.0004	6.7770	0.0004	0.0004	2.8666	0.5757	100.0000
si27 (km)	5.3530	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	15.6332	0.0003	23.5132	0.0003	3.8280	0.0003	0.0003	8.6634	40.6796	0.0003	0.0003	0.0003	0.9075	0.0003	0.0003	1.4175	100.0000	
mr106 (km)	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.5035	70.1010	0.0002	2.2601	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	18.6763	3.1076	0.0002	0.0002	0.3767	0.0002	0.0002	1.4282	3.5438	100.0000	
mr97 (km)	2.2128	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.8467	0.0001	0.0001	59.6382	0.0001	1.8685	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	35.4311	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	100.0000	
mr93 (km)	2.1510	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	17.0135	0.0005	1.4525	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	55.8801	23.4939	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	100.0000	
tuc5 (kss)	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	3.8454	7.5047	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	87.0219	0.0009	0.0009	1.6096	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	100.0000	
tuc24 (kss)	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	4.0249	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	53.2392	27.0804	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	100.0000	
tuc47 (kss)	7.1328	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.1142	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	69.8820	14.6091	0.0011	0.0011	0.0011	3.5707	4.6714	100.0000	
tuc50 (kss)	0.6964	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.1243	10.9941	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	84.6899	1.3666	0.0035	2.0657	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	100.0000	
tuc60 (kss)	0.4560	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	19.9689	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	77.7737	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	1.6775	0.1765	100.0000	
tuc61 (kss)	6.1168	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	25.0256	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	12.1509	56.5386	0.0008	0.0008	0.1531	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	100.0000	
tuc63 (kss)	3.9275	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	3.1877	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	64.4931	22.8189	0.0008	0.0008	1.3210	0.0008	0.0008	0.0008	2.0486	2.1896	100.0000
tuc73 (kss)	1.3718	0.0014	0.0014	0.0014	0.0014	0.0014	0.0014	7.0220	3.6581	0.0014	0.0014	0.0014	0.2235	0.5488	0.0014	15.5976	11.5432	5.8130	0.0014	0.0014	0.0014	0.0014	5.7312	48.4717	100.0000	
tuc74 (kss)	4.8367	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	4.3311	21.5303	0.0002	3.8107	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	28.9833	9.2564	0.0002	0.0002	0.0002	10.7384	16.5101	100.0000	
tuc75 (kss)	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	5.5076	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	57.8779	7.7241	4.3321	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	2.0703	22.4759	100.0000	
tuc76 (kss)	1.3592	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.4440	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	85.9938	4.6298	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.3028	7.2542	100.0000
tuc77 (kss)	0.1377	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	94.8217	2.2030	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	2.3869	0.4361	100.0000
tuc78 (kss)	8.9098	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	2.4370	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	68.6299	14.0699	0.0013	0.0013	0.0013	0.1333	5.7972	100.0000	
tuc79 (kss)	19.1180	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	3.1568	8.1459	0.0004	0.9082	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	49.7415	13.7131	0.0004	0.9082	0.0004	0.0004	0.0004	0.1640	4.1379	100.0000	
tuc80 (kss)	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	7.6775	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	56.9326	33.4980	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013	0.6571	1.2109	100.0000
tuc82 (kss)	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	4.5383	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	78.1105	14.8528	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012	2.4753	100.0000
tuc83 (kss)	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	18.0343	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	56.5018	19.0847	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	0.0018	6.3439	100.0000
tuc85 (kss)	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	3.3277	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	0.0027	68.8078	23.2928	0.0027	0.0027</							

SITE	CLASTS LITHOTYPES – CENTERED LOG RATIO (ABSOLUTE VALUES)																								GEOMETRIC MEAN	
	sandstone	basalt	limestone	breccia	conglomerate	limestone	calcarenlite	coal	phyllite	granite	leucocratic granite	mylonitic granite	aplite	feldspar	metabasite	vein quartz	quartzite	milonitic quartzite	acid volcanic	siltolite	siltstone	micaceous schist	garnet schist	amphibolite schist		chalcodony
luc5 (km)	5.52	2.55	-5.20	-5.20	2.27	-5.20	-5.20	4.78	4.81	-5.20	3.49	-5.20	3.49	-5.20	3.49	4.17	5.75	4.76	3.92	3.71	-5.20	1.49	2.35	-5.20	-5.20	0.0870
luc7 (kvy)	7.56	4.04	-3.78	-3.55	7.10	-3.55	-3.55	5.72	4.55	-3.55	-3.55	-3.55	-3.55	-3.55	-3.55	-3.55	4.85	5.15	-3.55	-3.55	-3.55	3.21	-3.55	-3.55	-3.55	0.0253
luc10 (kss)	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	-1.86	7.94	5.96	-1.86	-1.86	-1.86	6.49	-1.86	-1.86	-1.86	0.0221
luc13 (km)	8.15	-3.14	-3.14	-3.14	-3.14	-3.14	-3.14	-3.14	9.72	-3.14	9.48	-3.14	9.48	-3.14	9.48	-3.14	5.71	6.85	-3.14	-3.14	-3.14	7.52	-3.14	-3.14	-3.14	0.0028
luc15 (km)	6.91	-4.01	-4.01	-4.01	5.36	-4.01	3.93	-4.01	3.93	-4.01	-4.01	-4.01	-4.01	-4.01	-4.01	-4.01	4.94	4.90	-4.01	-4.01	-4.01	7.45	-4.01	-4.01	5.11	0.0094
luc16 (km)	-3.62	-3.62	-3.62	-3.62	7.28	-3.62	5.67	-3.62	5.67	-3.62	4.03	-3.62	4.03	-3.62	4.03	-3.62	7.39	7.27	-3.62	-3.62	-3.62	7.28	-3.62	5.64	5.56	0.0146
luc17 (km)	6.07	-4.77	-4.77	-4.77	4.05	-4.77	6.05	-4.77	6.05	-4.77	5.52	-4.77	5.52	-4.77	5.52	-4.77	5.63	5.63	-4.77	-4.77	-4.77	3.16	-4.77	4.06	5.80	0.0423
luc18 (km)	9.28	-3.50	-3.50	-3.50	7.73	-3.50	6.53	-3.50	6.53	-3.50	6.07	-3.50	6.07	-3.50	6.07	-3.50	6.66	-3.50	-3.50	-3.50	-3.50	3.16	-3.50	-3.50	4.64	0.0066
luc19 (km)	10.40	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	7.47	-2.41	7.47	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	5.09	9.21	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	-2.41	0.0022	
luc20 (km)	12.43	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	6.80	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	-1.29	0.0004	
luc21 (km)	11.71	-2.44	-2.44	-2.44	7.23	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	6.81	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	-2.44	5.42	0.0008
luc22 (km)	3.68	-4.88	-4.88	-4.88	-4.88	-4.88	-4.88	-4.88	-4.88	-4.88	5.95	-4.88	-4.88	-4.88	5.95	-4.88	6.41	7.54	-4.88	-4.88	-4.88	6.41	-4.88	5.68	6.22	0.0159
luc23 (km)	5.12	-4.57	-4.57	-4.57	-4.57	-4.57	5.08	-4.57	5.08	-4.57	5.32	-4.57	5.32	-4.57	5.32	-4.57	6.17	6.02	-4.57	-4.57	-4.57	3.51	-4.57	3.15	5.68	0.0491
luc24 (kssv)	-3.74	-3.74	5.35	-3.74	7.56	-3.74	7.64	-3.74	7.64	-3.74	4.36	-3.74	4.36	-3.74	4.36	-3.74	5.34	8.53	-3.74	-3.74	-3.74	-3.74	6.71	-3.74	6.68	0.0093
luc26 (kssv)	6.16	-3.38	-3.38	-3.38	6.65	-3.38	5.77	-3.38	5.77	-3.38	-3.38	-3.38	-3.38	-3.38	-3.38	-3.38	8.10	8.38	-3.38	-3.38	-3.38	4.54	8.76	3.36	7.45	0.0056
luc28 (km)	3.28	-4.90	-4.90	-4.90	3.76	-4.90	6.96	-4.90	6.96	-4.90	6.18	-4.90	6.18	-4.90	6.18	-4.90	5.28	6.48	-4.90	-4.90	-4.90	5.09	-4.90	5.12	4.90	0.0310
luc50 (km)	9.37	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	6.55	-3.44	6.55	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	8.64	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	-3.44	0.0043	
sc26 (km)	4.59	-4.21	-4.21	-4.21	4.02	-4.21	6.29	-4.21	6.03	-4.21	6.03	-4.21	6.03	-4.21	6.03	-4.21	7.15	6.62	-4.21	-4.21	-4.21	5.90	-4.21	4.21	4.64	0.0027
sc27 (km)	6.14	-3.68	-3.68	-3.68	-3.68	-3.68	7.21	-3.68	7.62	-3.68	7.51	-3.68	7.51	-3.68	7.51	-3.68	8.35	8.17	-3.68	-3.68	-3.68	4.37	-3.68	-3.68	4.81	0.0115
mer106 (km)	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	8.35	6.56	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	-3.20	5.78	0.0044
mer97 (km)	7.08	-2.59	-2.59	-2.59	6.12	-2.59	10.37	-2.59	10.37	-2.59	6.91	-2.59	6.91	-2.59	6.91	-2.59	9.85	-2.59	-2.59	-2.59	-2.59	-2.59	-2.59	-2.59	0.0019	
mer53 (km)	6.05	-2.38	-2.38	-2.38	-2.38	-2.38	8.12	-2.38	8.12	-2.38	5.66	-2.38	5.66	-2.38	5.66	-2.38	9.31	8.44	-2.38	-2.38	-2.38	-2.38	-2.38	-2.38	0.0051	
luc5 (kss)	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	7.20	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	9.65	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	-1.80	0.0056	
luc24 (kss)	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	5.81	-1.75	5.81	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	8.40	7.72	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	-1.75	0.0120	
luc47 (kss)	6.74	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	2.61	-2.04	2.61	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	8.22	4.09	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	-2.04	0.0044	
luc50 (kss)	3.42	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	6.18	-1.68	1.68	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	8.22	4.09	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	-1.68	0.0228	
luc60 (kss)	5.13	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	8.91	-2.27	8.91	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	7.45	8.99	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	-2.27	4.18	0.0027
luc61 (kss)	6.77	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	8.17	-2.19	8.17	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	7.45	8.99	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	-2.19	0.0071	
luc63 (kss)	5.98	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	5.77	-2.53	5.77	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	8.78	7.74	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	-2.53	0.0100	
luc65 (kss)	-0.99	-0.99	-0.99	-0.99	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	-1.06	10.26	5.92	-0.99	-0.99	-0.99	-1.06	-1.06	-1.06	0.0035	
luc73 (kss)	3.74	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	5.38	-3.17	5.38	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	6.17	5.87	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	-3.17	0.0035	
luc74 (kss)	6.65	-3.50	-3.50	-3.50	-3.50	-3.50	8.14	-3.50	8.14	-3.50	6.41	-3.50	6.41	-3.50	6.41	-3.50	9.31	8.44	-3.50	-3.50	-3.50	-3.50	-3.50	-3.50	7.44	0.0063
luc75 (kss)	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	6.76	-2.24	6.76	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	9.11	7.10	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	-2.24	5.78	0.0064
luc76 (kss)	5.39	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	4.72	-1.93	4.72	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	8.22	4.09	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	-1.93	0.0062	
luc77 (kss)	3.52	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	6.27	-1.67	6.27	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	10.05	6.29	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	-1.67	6.37	0.0041
luc78 (kss)	6.85	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	5.56	-2.00	5.56	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	8.99	7.31	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	2.65	0.0094
luc79 (kss)	7.36	-3.36	-3.36	-3.36	-3.36	-3.36	6.51	-3.36	6.51	-3.36	4.32	-3.36	4.32	-3.36	4.32	-3.36	8.32	7.03	-3.36	-3.36	-3.36	-3.36	-3.36	-3.36	0.0121	
luc80 (kss)	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	6.94	-1.77	6.94	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	7.45	8.99	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	-1.77	4.48	0.0074
luc82 (kss)	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	6.80	-1.49	6.80	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	9.64	7.98	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	-1.49	0.0051	
luc83 (kss)	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	7.77	-1.47	7.77	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	8.17	8.91	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	-1.47	0.0076	
luc85 (kss)	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	5.77	-1.34	5.77	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	8.80	7.72	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	-1.34	0.0104	
luc86 (kss)	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	5.41	-1.39	5.41	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	9.23	8.15	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	-1.39	0.0072	
luc87 (km)	6.67	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	6.88	-2.82	6.88	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	8.57	7.23	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	-2.82	6.53	0.0094

Tabela 15. Clasts lithotypes after centered log ratiom transformation for each site. Yellow row detailing one example of the Marizal Formation.

**Anexo 3 - Tabela com parâmetros estatísticos dos dados de
paleocorrente**

FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO	VETOR MÉDIO POR AFLORAMENTO	INTERVALO DE CONFIANÇA (95%)	NÚMERO DE MEDIÇÕES POR AFLORAMENTO
TUC-01	134.4	+21.9	18
TUC-02	91.0	+19.1	15
TUC-03	212.7	+30.8	9
TUC-04	188.1	+22.8	14
TUC-05	183.5	+10.5	94
TUC-05 (Barras – 1)	181.4	+23.9	23
TUC-05 (Barras – 2)	191.2	+16.8	31
TUC-05 (Barras – 3)	185.4	+17.7	35
TUC-05 (Barras – 4)	133.9	+43.8	5
TUC-05 (Duna eólica)	115.5	-	2
TUC-05	152.5	+47.5	6
TUC-10	171.6	+16.1	49
TUC-21	109.4	+46.9	10
TUC-24	193.7	+10.8	39
TUC-38	173.9	+13.6	53
TUC-39	185.4	+19.1	64
TUC (40-45)	180.4	+8.0	210
TUC-41	143.7	+13.9	47
TUC-47	102.6	+45.5	18
TUC-48	128.7	+12.0	31
TUC-49	169.5	+22.3	42
TUC-50	169.9	+21.3	23
TUC-60	125.1	+23.2	26
TUC-61	142.5	+40.5	17
TUC-63	210.2	+10.8	25
TUC-65	177.2	+17.7	8
TUC-69 (EÓLICO)	122.3	+17.3	35
TUC-70 (EÓLICO)	132.8	+58.1	18
TUC-73	169.6	+29.4	5
TUC-74	176.2	+11.1	45
TUC-75	236.7	+21.1	16
TUC-76	151.2	+20.5	11
TUC-78	178.2	+15.8	25
TUC-80	153.6	+10.8	24
TUC-81	185.2	+40.4	33
TUC-83	188.1	+10.7	67
TUC-84	198.4	+10.8	28
TUC-86	162.9	+8.3	39
TOTAL			1164

Tabela 16. Resumo estatístico das medidas de paleocorrente por afloramento da Formação Marizal

FORMAÇÃO MARIZAL	VETOR MÉDIO POR AFLORAMENTO	INTERVALO DE CONFIANÇA (95%)	NÚMERO DE MEDIÇÕES POR AFLORAMENTO
SI-26	148.0	+/- 22.4	24
SI-27	252.5	+/- 33.4	92
SI-28	279.5	+/- 67.4	13
SI-32	190.6	+/- 21.7	36
MR-03	259.4	+/-12.4	186
MR-05	172.3	+/-14.3	46
MR-05 (EÓLICO)	18.9	+/-11.3	27
MR-09	272.3	+/-25.6	19
TUC 13	109.5	+/-32.7	19
TUC 14	136.8	+/-25.1	6
TUC 16	254.5	+/-52.5	6
TUC 21	196.3	-	4
TUC 23	249.2	+/-49.5	10
TUC 53	279.9	+/-39.0	26
TUC 60	18.5	+/-47.2	7
TUC 72	137.9	+/-26.6	15
TUC 80	179.2	+/-63.4	10
TOTAL			546

Tabela 17. Resumo estatístico das medidas de paleocorrente por afloramento da Formação São Sebastião