

AMBIENTES DEPOSICIONAIS E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO CRETÁCEO SUPERIOR DA BÁCIA DOS PARECIS

Alessandro BATEZELLI¹, Francisco Sergio Bernardes LADEIRA², Mario Luis ASSINE³

(1) Departamento de Geologia e Recursos Naturais - Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas – DGRN – IG – UNICAMP. Rua João Pandiá Calógeras, 51 - Cidade Universitária - CEP 13083-870 - Campinas - SP.

(2) Departamento de Geografia - Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas – DGEO – IG – UNICAMP. Rua João Pandiá Calógeras, 51 - Cidade Universitária - CEP 13083-870 - Campinas - SP.

(3) Departamento de Geologia Aplicada - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista – DGA – IGCE – UNESP. Avenida 24 A, nº 1515 - 13506-900 - Rio Claro – SP. Endereços eletrônicos: abatezelli@ige.unicamp.br; alessandro.batezelli@gmail.com.

Introdução

Contexto geológico regional

Área de estudo, materiais e métodos

Associação de fácies

Associação de fácies aluvial

Interpretação

Associação de fácies de Draa

Interpretação

Paleocorrentes e proveniência sedimentar

Empilhamento estratigráfico e sequencia deposicional

Evolução da sequencia continental

Conclusões

Agradecimentos

Referências

RESUMO - Embora haja muitas publicações sobre as bacias cretácicas brasileiras, o entendimento sobre processos tectônicos e climáticos envolvidos na evolução das sequências continentais ainda carece de estudos, sobretudo aqueles relacionados à porção centro-oeste do país. A sequência sedimentar do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis, se assenta discordantemente sobre rochas vulcânicas das formações Anari e Tapirapuã (Jurássico Inferior) e arenitos do Cretáceo Inferior da Formação Rio Ávila. É constituída por uma sucessão de estratos conglomeráticos e arenosos na base (Formação Salto das Nuvens) sobreposta por estratos arenosos no topo (Formação Utiariti). A partir da análise de fácies e arquitetura estratigráfica, foi elaborado um modelo paleoambiental e uma proposta de evolução que contempla aspectos tectônicos e climáticos dessa porção brasileira. Usando o conceito de nível de base estratigráfico e/ou a razão entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar (A/S), foi identificado o padrão de empilhamento aluvial e eólico, que corresponde aos diferentes estágios da Tectônica Juruá. Os eventos de sedimentação que deram origem a sequência tiveram início após a gênese de uma discordância regional (Discordância K-1) entre o Cretáceo Precoce e Tardio. Durante o Cretáceo Tardio a Bacia dos Parecis abrigou um ciclo de sedimentação aluvial (Sequência 1A) e outro eólico (Sequência 1B). O primeiro registra o aumento na razão A/S onde se desenvolveram sistemas de leques retrabalhados por rios entrelaçados e dunas eólicas baixas (Trato de Sistema de Alta Acomodação – HST). Progressivamente o espaço de acomodação foi diminuindo, fazendo com que os depósitos aluviais fossem colmatados por campos de dunas (Trato de Sistema de Baixa Acomodação – LST). Nesse período a razão A/S tendeu a 1, chegando a ser negativa nos estágios finais, com possível by-pass sedimentar e gênese da Discordância K-2. A variação de fácies da base para o topo registra mudança nas condições de climáticas da bacia, passando de um ambiente mais úmido para mais seco. Dados de paleocorrentes indicam que o Alto de Tapajós ao norte da bacia esteve ativo, sendo a área fonte dos sedimentos.

Palavras-chaves: Bacia dos Parecis, Fácies Aluvial, Fácies Eólica, Sequencia Estratigráfica, Espaço de Acomodação, Suprimento de Sedimento.

ABSTRACT - Although there are many publications about the Brazilian Cretaceous basins, the understanding of tectonic and climatic processes concerned in the evolution of continental sequences still needs studies, especially those related to central-western portion. The Upper Cretaceous sedimentary sequence of the Parecis Basin, lies unconformably on volcanic rocks of the Anari and Tapirapuã formations (Lower Jurassic) and Lower Cretaceous Rio Ávila Formation sandstones. This unit consists of alluvial conglomerates and sandstones at the base (Salto das Nuvens Formation) and aeolian sandstones on the top (Utiariti Formation). From facies analysis and stratigraphic architecture a paleoenvironmental model was prepared, including tectonic and climatic evolution during the Late Cretaceous. Using the concept of stratigraphic base level and / or the ratio of accommodation space and sediment supply (A / S), was identified the stacking pattern of alluvial and aeolian, corresponding to different stages of Juruá Tectonic. The events of sedimentation began after the genesis of a regional unconformity (unconformity K-1) between the Early and Late Cretaceous. During the Late Cretaceous the Parecis Basin took an alluvial sedimentation cycle (Sequence 1A) followed by aeolian cycle (Sequence 1B). The first stage records an increase in the A / S ratio where it developed alluvial fans reworked by braided rivers and aeolian process (High Accommodation System Tract - HST). Progressively the accommodation space was decreasing, and draas landforms was developed (Low accommodation System Tract – LST). In the final stage the A / S has become negative and unconformity K-2 was made. The facies from the base to the top mark the climate evolution in the basin, from humid to the dry. Paleocurrent data indicate that the souce area was the Tapajós High in the north of the basin.

Keywords: Parecis Basin, alluvial facies, aeolian facies, stratigraphic sequence, accommodation space, sediment supply.

acomodação e suprimento sedimentar (A/S) (Jervey, 1988; Dahle et al., 1997; Martinsen et al., 1999; Muto & Steel, 2000; Huerta et al., 2011), foi identificado um padrão de empilhamento estratigráfico que registra condições tectonossedimentares específicas de evolução. Este ciclo do Cretáceo Tardio apresenta variação na razão entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar, alternados com intervalos pedogenéticos. Essas mudanças podem ser interpretadas à luz dos conceitos de tratos de sistemas de alta e baixa acomodação (*High and Low-Accommodation Systems Tracts*, segundo Martinsen et al., 1999).

A fase inicial de evolução da sequência é marcada por sedimentação aluvial, aqui

denominada Sequência 1A, sob condições de clima quente e árido, com fácies subaquosas, formadas por fluxos gravitacionais e canalizadas, intercalados com depósitos eólicos (Formação Salto das Nuvens). Progressivamente esses depósitos foram sobrepostos por campos de dunas, que associados a silcretes indicam condições climáticas mais secas (Sequência 1B - Formação Utariti).

Dados de paleocorrentes permitiram a elaboração do quadro paleogeográfico do Cretáceo Tardio continental, bem como entender a relação entre os eventos tectônicos que influenciaram a sedimentação da porção centro-oeste brasileiro.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Plataforma Sul-Americana foi submetida a muitos ciclos tectônicos, porém, aqueles computados como relacionados ao Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus & Campos, 1984) e/ou “Ativação Mesozóica” (Almeida & Carneiro, 1989), tiveram importante reflexo nas margens e no interior do continente, e que de certa forma se preservam até o presente.

A Bacia dos Parecis, localizada na região centro-oeste do Brasil, na porção sudoeste do Cráton Amazônico, entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé, está dividida, de oeste para leste, em três domínios tectonossedimentares: o extremo oeste é uma depressão tectônica, a porção central é um baixo gravimétrico e o extremo leste é uma bacia interior tipo “*sag*” (Bahia et al., 2006, 2007).

Durante o Mesozóico, entre a orogênese Gonduanide e a Tectônica Juruá (237 a 160 Ma – Bahia et al., 2006), a região amazônica foi afetada por evento extensional que provocou uma reestruturação na área da Bacia dos Parecis gerando subsidência, compensada por derrames (formações Anari/Tapirapuã), correspondentes à Província Penatecaua de Issler (1974) e CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) de Marzoli et al. (1999).

Sucedendo esses eventos, durante o Jurássico Tardio houve deposição de sedimentos eólicos (Formação Rio Ávila) em ambiente continental, sob condições de clima

árido, num amplo deserto gondwânico (Bahia et al., 2006).

Após essa sedimentação a Bacia dos Parecis passou por nova reestruturação tectônica, responsável pela erosão de parte dos depósitos da Formação Rio Ávila, gerando uma discordância regional que expõe parte dos basaltos da Formação Tapirapuã, onde durante o Cretáceo Tardio, se assentaram os depósitos conglomeráticos e arenosos do Grupo Parecis (Figuras 1 e 2).

Do ponto de vista litoestratigráfico, Oliveira (1915) foi quem primeiro usou a designação Formação Parecis para os depósitos cretáceos da região centro-oeste do Mato Grosso, após participação na Expedição Roosevelt-Rondon entre 1913 e 1914. A hierarquia de grupo foi dada por Barros et al. (1982), que formalizou as formações Salto das Nuvens e Utariti.

A Formação Salto das Nuvens aflora nas proximidades de Tangará da Serra (MT) (Figuras 1 e 2). Sua seção-tipo foi descrita por Barros et al. (1982) na Cachoeira Salto das Nuvens no rio Sepotuba, localizada a oeste de Tangará da Serra no km 21 da rodovia MT 358, em direção a Campo Novo dos Parecis. Seu contato basal se dá com rochas vulcânicas da Formação Tapirapuã.

Essa unidade é constituída por conglomerados polimíticos de coloração cinza a bege, intercalados com arenitos finos a médios. Os conglomerados são sustentados por clastos

e/ou matriz arenosa, com clastos de gnaisses, basaltos e quartzito. São subarredondados a subangulosos, com tamanhos que variam de 7 a 40 centímetros de diâmetros, sendo que os termos mais grossos se localizam nas camadas basais da unidade. Da base para o topo da sequência se observa um adelgaçamento das camadas, variando de 2 metros até 30

centímetros. Nas camadas dos níveis intermediários e de topo são encontrados clastos que exibem superfícies planas e polidas (ventifactos). Os arenitos são moderadamente a bem selecionados, bimodais, com estratificação cruzada acanalada e tabular de médio porte, com camadas frontais de até 3 metros.

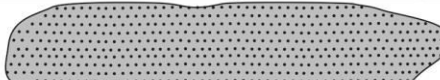


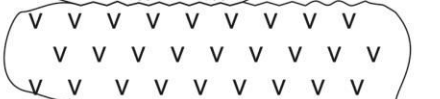
Período	Epoca	Litoestratigrafia			
		Grupo	Formação	N	S
Cretaceo	Neo	Parecis	Utiariti		
			Salto das Nuvens		
Jurássico	Neo		Rio Ávila		
	Eo		Tapirapuã		

Figura 2. Coluna litoestratigráfica do Grupo Parecis e suas relações de contato (Bahia *et al.*, 2006, Adaptado).

A Formação Utiariti, unidade superior do Grupo Parecis, aflora na porção centro oeste do estado e sustenta um relevo de escarpas que constituem a Chapada dos Parecis (Figuras 1 e 2). Definida como formação por Barros *et al.* (1982) a seção-tipo foi descrita na cachoeira de nome homônimo no Rio Papagaio (Reserva indígena Utiariti à 50 km a oeste de Campo Novo dos Parecis). É constituída predominantemente por arenitos quartzosos, em contato gradacional e concordante com a Formação Salto das Nuvens.

Segundo Weska (2006), da base para o topo, esta unidade é composta por conglomerados que são sobrepostos por de arenitos conglomeráticos e arenitos finos, bem selecionados. Os conglomerados basais são petromíticos, constituídos por clastos de quartzo, arenito e quartzarenitos em clastos

que variam desde grânulos até matações, com matriz areno-siltosa e cimentado por SiO₂.

Quanto à idade do Grupo Parecis, pouca informação se encontra disponível. Os fósseis encontrados nessa unidade estão presentes em porções restritas da bacia e são constituídos por fragmentos ósseos de vertebrados e coprolitos, com ampla distribuição na coluna de tempo geológica. A lacuna de informações fez com que vários autores atribuíssem idades ao Grupo Parecis que variam entre 120 e 82 Ma (e.g. Marconato *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2003; Rubert *et al.*, 2004; Weska, 2006; Bahia *et al.*, 2006). Estes autores se basearam nas relações de contato com as rochas vulcânicas das formações Anarí e Tapirapuã (evento do Jurássico Tardio), e correlações com rochas fossilíferas do Grupo Bauru na Chapada dos Guimarães.

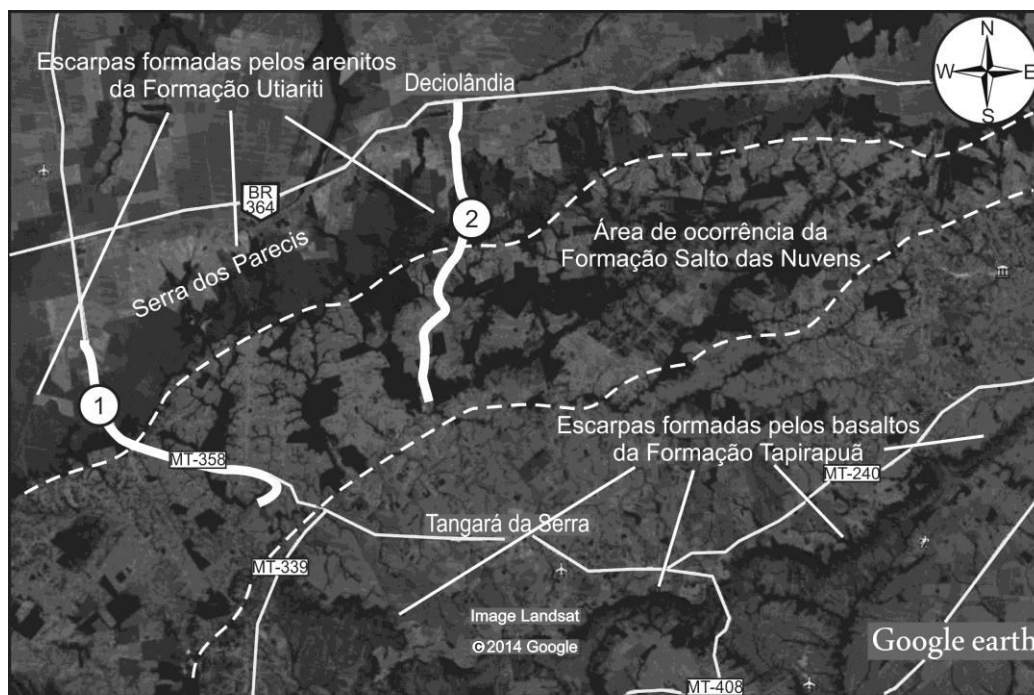
ÁREA DE ESTUDO, MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo foram realizados na porção centro-oeste do Estado do Mato Grosso, em uma área que abrange a Chapada dos Guimarães, Tangará da Serra, Arenópolis, Nortelândia, Diamantino, Campo Novo dos Parecis, Sapezal, Porto dos Gaúchos e Juína.

Foram feitas descrições de afloramentos, documentação fotográfica e levantamento de seções estratigráficas que serviram de base para análise de fácies e elaboração de modelos deposicionais.

Em locais onde os afloramentos são mais expressivos, sobretudo nas escarpas da Chapada dos Parecis, foram confeccionadas seções colunares, a fim de identificar o padrão de empilhamento estratigráfico da sequência. Ao todo foram descritos 360 metros de seções em várias localidades, das quais, 290 metros

correspondem a uma seção composta descrita desde a base até o topo da sequência Parecis, no perfil que vai da Cachoeira Salto das Nuvens (rio Sepotuba, Rodovia MT 358, km 23) até o alto da Serra dos Parecis em direção a Deciolândia (Rodovia MT 480) (Figura 3).



Legenda:

- ① Trajeto onde foram descritas as seções colunares na MT-358 entre Tangará da Serra e Itanorte (MT).
- ② Trajeto onde foram descritas as seções colunares na MT-480 entre Tangará da Serra e Deciolândia (MT).

Figura 3. Imagem do *Google Earth* 2014 com localização dos trechos descritos para a confecção da seção estratigráfica composta.

Em várias localidades foram medidos indicadores de paleocorrentes, com destaque para rumo de camadas frontais de estratificações cruzadas fluviais e eólicas. Esses dados forneceram informações referentes às áreas fontes dos sedimentos nos diferentes estágios de evolução das sequências e sua relação com a paleogeografia.

A busca de uma ordem arquitetônica e dos fatores controladores desta ordem será facilitada com uma releitura da litoestratigrafia do Grupo Parecis, à luz dos princípios da Estratigrafia de Sequências Continentais (Dahle et al., 1997; Martinsen et al., 1999).

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

A partir da descrição sistemática de afloramentos foram identificadas associações de fácies aluviais e eólicas. O método de análise de fácies foi baseado em Miall (1978), em que é atribuído a cada uma das fácies identificadas, um código no qual a litologia é indicada por uma letra maiúscula (C = conglomerado, A = Arenito, F = finos), seguida

por uma letra minúscula indicativa de uma característica marcante da fácies. Quando necessário, adicionou-se uma terceira ou quarta letra para indicar atributos que a diferenciem das demais fácies (Quadro 1).

As fácies foram agrupadas segundo sua forma de ocorrência possibilitando a definição

de elementos arquitetônicos (Miall, 1985; 1988a e b; 1996; Miall & Jones, 2003).

Quadro 1. Código de fácies utilizado no estudo do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis no oeste de Mato Grosso.

Fácies	Características
Cmm	Conglomerado maciço, sustentado por matriz.
Cmg	Conglomerado maciço, sustentado por clastos.
Cgi	Conglomerado sustentado por clastos, com imbricação.
Aea	Arenito com estratificação cruzada acanalada (pequeno Aeap , médio Aeam e grande porte Aeag).
Aeab	Arenito com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo (grande porte Aeabg).
Aet	Arenito com estratificação cruzada tabular (pequeno Aetp , médio Aetm e grande porte Aetg).
Fm	Lamitos maciços.
Fl	Siltitos laminados.

Associação de fácies aluvial

Essa associação compreende conglomerados polimíticos, sustentados por clastos e matriz, maciços ou imbricados (fácies Cmm, Cmg e Cgi), intercalados com arenitos finos a grossos com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, sendo que os arenitos finos, por vezes, apresentam camadas frontais com baixo ângulo (fácies Aea, Aeab) (Figura 4).

Os conglomerados são sustentados pelos clastos, que possuem diâmetros que variam de 7 a 40 cm. Sua composição é basáltica, quartzosa e quartzítica, são subangulares a subarredondados, apresentam geometria lenticular com base côncava ou corpos tabulares com espessuras que podem atingir até 2 metros. Frequentemente esses conglomerados apresentam gradação normal para arenitos grossos. Nas camadas dos níveis superiores da Formação Salto das Nuvens, é comum a presença de clastos facetados e polidos (ventifectos).

Os litossomas se organizam em camadas tabulares ou lentes com até 2 metros de espessura nos níveis estratigráficos basais da unidade, enquanto que na porção intermediária a superior os estratos diminuem de espessura chegando até 40 cm (Figura 5).

Variação granulométrica das fácies ocorre da base para o topo da formação. Os conglomerados mais grossos, constituídos por

calhaus, ocorrem nos níveis basais, enquanto que em direção ao topo encontram-se os conglomerados constituídos por seixos com diâmetro média de 7 cm. Também em direção ao topo, aumenta a quantidade de camadas areníticas (Fácies Aea e Aet), podendo em alguns pontos apresentar intercalações com lamitos maciços ou siltitos laminados (Figura 6).

Quanto as arquiteturas deposicionais da associação de fácies aluvial, as fácies descritas são indicativas de depósitos de fluxos gravitacionais (Elemento SG), canais (Elemento CH), formas de leito arenosa (Elemento SB) (segundo concepção de Miall, 1985) (Figura 7).

Os depósitos de fluxos gravitacionais (Elemento SG) ocorrem, sobretudo, na base da unidade, no contato com os basaltos da Formação Tapirapuã (Figuras 4C e 5). É constituído pelas fácies Cmg e Cgi, limitadas na base e no topo por superfícies de 3.ª ordem (Miall, 1985).

Os canais (Elemento CH) ocorrem em toda a seção exposta da associação de fácies, porém, são mais fáceis de serem observados no terço superior da unidade, onde se apresentam de forma isolada, destacada entre camadas arenosas. São limitadas na base e topo por superfícies de 3.ª ordem, possuem base côncava para cima, marcada por conglomerados (Fácies Cmg, Cmm). Sua geometria é

lenticular, com espessuras de até 80 cm e largura de até 15 metros. Esses canais limitam

um ou mais ciclos granodecrescentes ascendentes (Figura 4B).

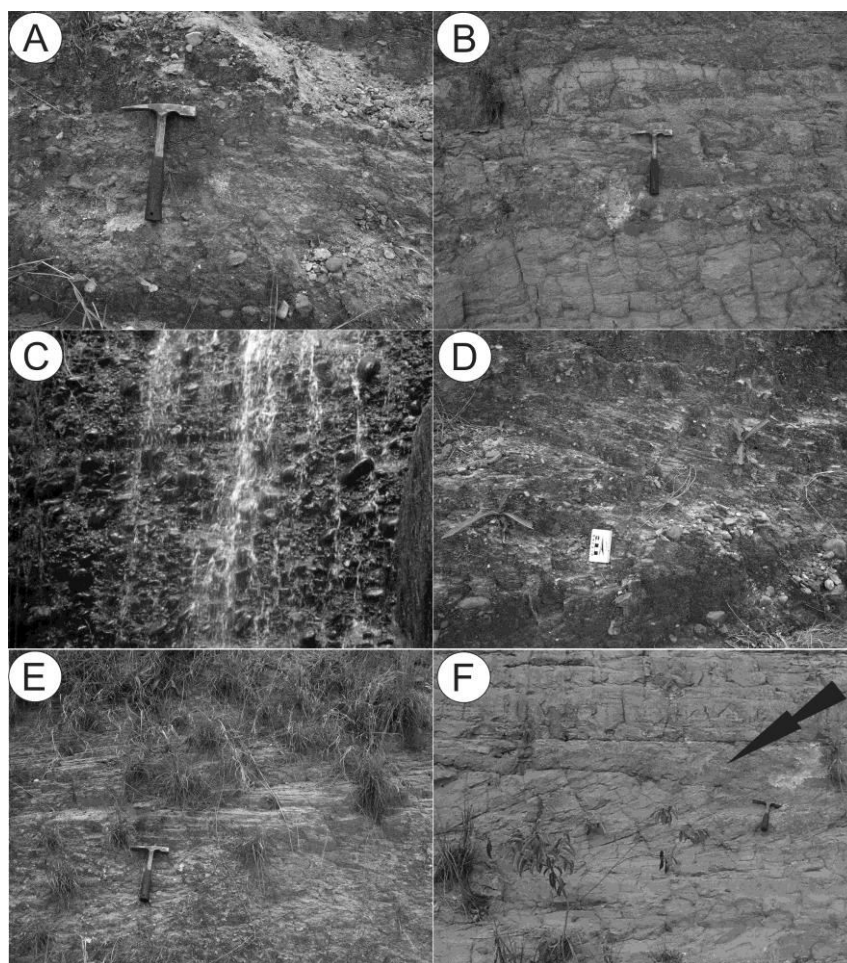


Figura 4. Associação de fácies aluvial. A: Detalhe da fácies Cmm. B: Detalhe da fácies Cmg na base de canal (Elemento CH) C: Detalhe da fácies Cgi. D: Detalhe da fácies Aea. E: Detalhe da fácies Aeab. F: Afloramento expondo arenitos com estratificação cruzada tabular (seta indica estrato tabular).

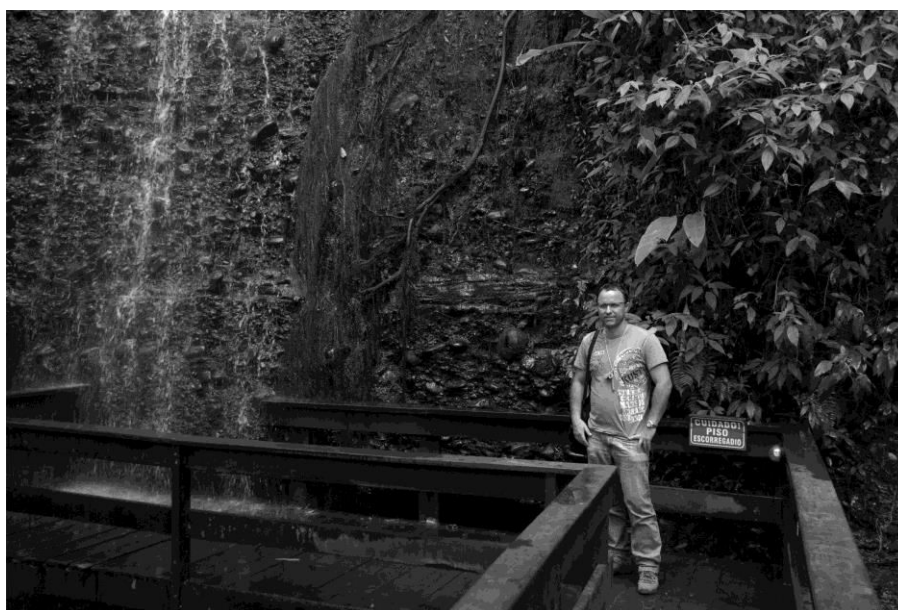


Figura 5. Camadas conglomeráticas basais da Formação Salto das Nuvens (Cachoeira Salto das Nuvens - Tangará da Serra, MT).

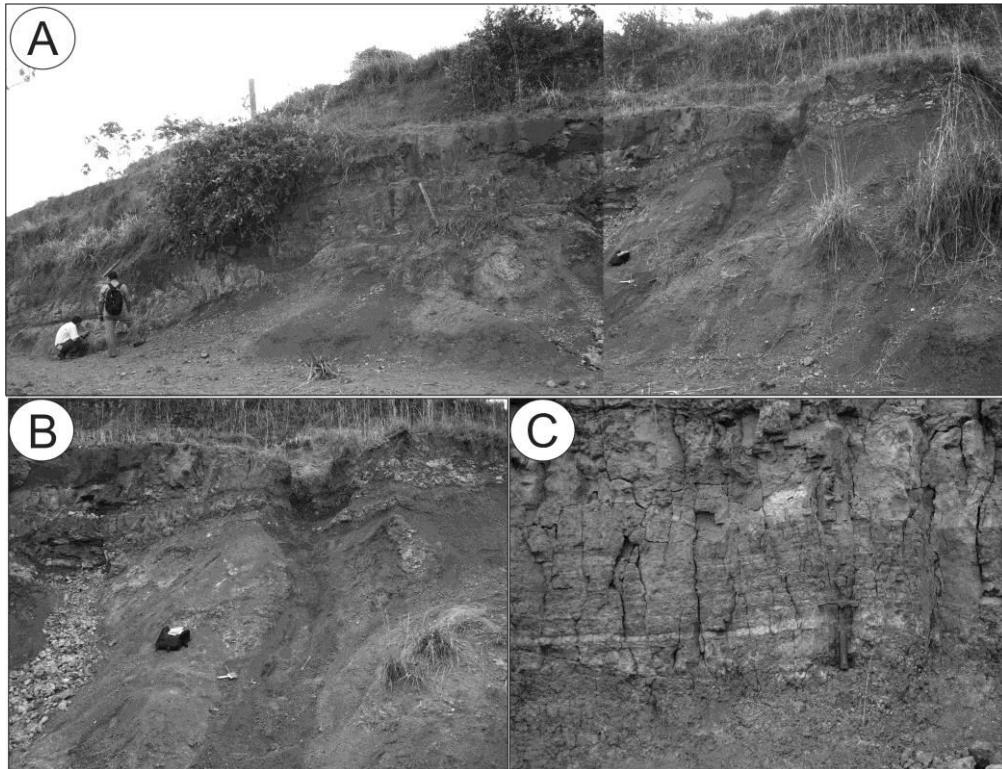


Figura 6. A: Afloramento no km 20 da MT 358, entre Tanagará da Serra e Itanorte expondo camadas arenosas intercaladas com lamitos maciços. B: Detalhe das intercalações lamíticas no topo do afloramento. C: Detalhe do contato entre lamito arroxeadado e arenito com estratificação plano paralela da porção intermediária a superior da associação de fácies aluvial.

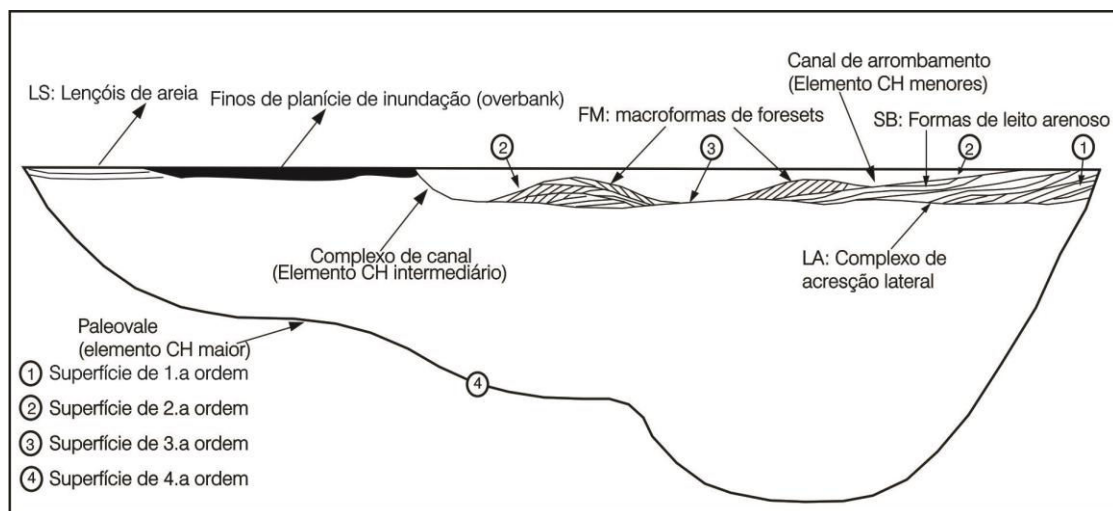


Figura 7. Superfícies hierárquicas e elementos arquitetônicos fluviais segundo em Miall (1985).

As formas de leito arenosas (Elemento SB) ocorrem como estratos tabulares e lenticulares, limitadas por superfícies de 2.a e 3.a ordem, constituída pela fácies Aea e Aeab. Apresentam espessuras de até 1 metro e larguras que podem atingir 30 metros. Em alguns pontos é comum a ocorrência de camadas lamíticas (Fácies Fm e Fl) limitando seu topo (Figuras 6A e 6B).

Interpretação

As fácies conglomeráticas com imbricação e gradação normal (Fácies Cmg e Cgi) em camadas espessas (Elemento SG, Miall, 1985) são características de fluxos tracionais associados a eventos de sedimentação rápida e de alta energia. Segundo Galloway & Hobday (1983) essas características são comuns de depósitos proximais de leques aluviais, onde a

inclinação é maior que 5 °. Características semelhantes foram descritas por Batezelli & Basilici (2007) nos depósitos proximais de um

sistema de leques holocênicos do Deserto de Pie de Palo, no oeste da Argentina (Figura 8A).

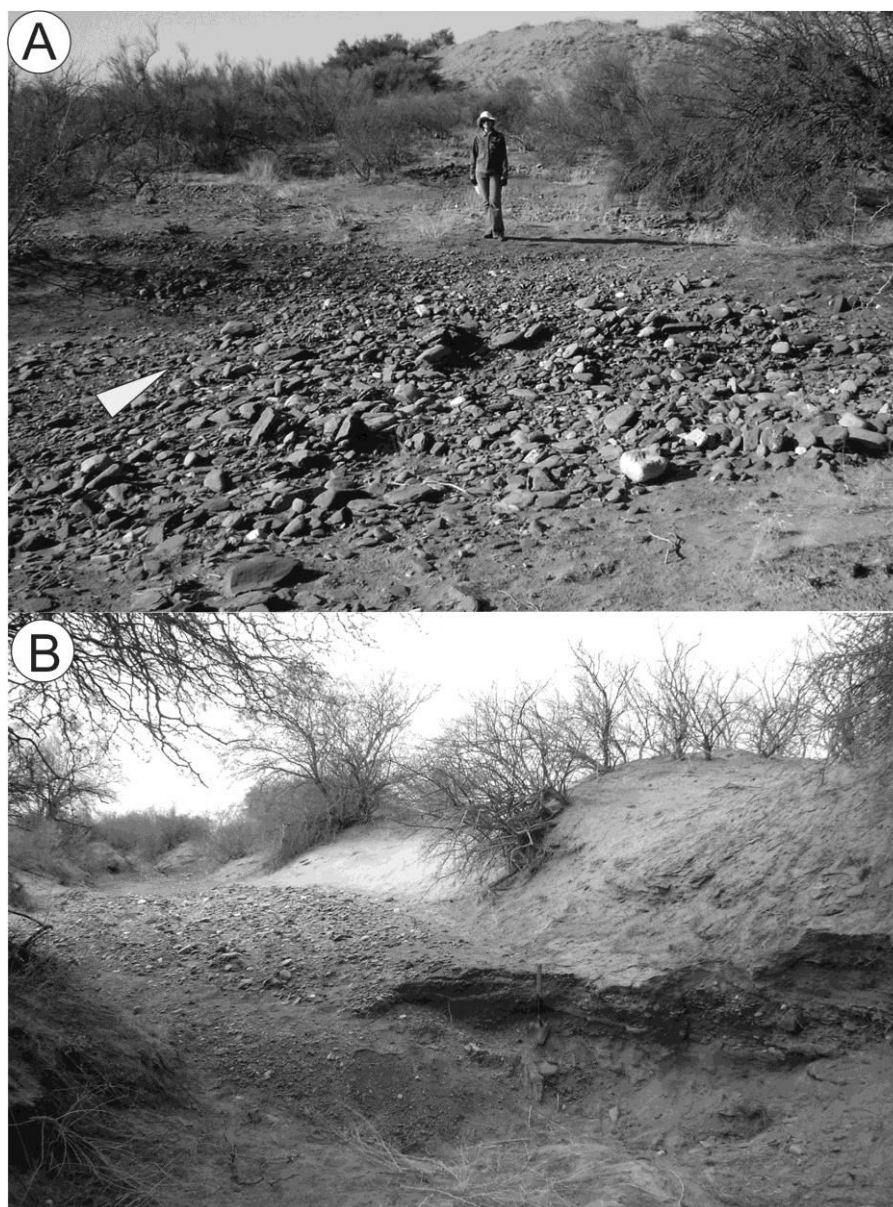


Figura 8. Características deposicionais em planície aluvial holocênica no oeste argentino. A: Clastos imbricados em canal efêmero (Seta branca indica sentido da corrente). B: Interação entre depósitos conglomeráticos fluviais e depósitos arenosos eólicos na margem.

Quando essas fácies são pouco espessas (< 1 metro), associadas à base de grandes lentes arenosas (fácies Aea > 1 metro), podem ser interpretadas como depósitos de fluxos canalizados efêmeros sobre planície arenosa (Elemento CH). Essas feições normalmente se desenvolvem em ambiente fluvial tipo entrelaçado nas porções intermediárias a distais com relação à área fonte, onde fluxos avançam nas planícies arenosas eólicas. Tal interpretação é justificada a partir da ocorrência de ventifactos como constituintes do arcabouço

dos conglomerados, bem como, arenitos finos, bem selecionados, com estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Aeab) (Figura 8B).

As formas de leito arenosas (elemento SB) são formadas a partir da migração de barras areno-conglomeráticas em canais fluviais. A geração dessas macroformas está associada a fluxos de alta energia que permitem que os *foresets* de dunas arenosas migrem por dezenas de metros de forma assintótica (com base tangencial ou planar). Segundo Miall (1996)

esse elemento é diagnóstico de rios entrelaçados com baixa sinuosidade.

Nos pontos descritos algumas formas de leito arenosas (Elemento SB) são constituídas por arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo (Fácies Aeab). Elas sugerem retrabalhamento eólico durante períodos de seca, em condições semelhantes àsquelas descritas por Batezelli & Basilici (2007) nos depósitos eólicos das porções distais de sistemas de leques do Deserto de Pie de Palo (oeste Argentino), onde dunas com até 3 metros de *foresets* intercalam-se aos depósitos de canais efêmeros (Figura 8B).

Associação de fácies de Draa

A associação de fácies Draa é formada por fácies de dunas e paleossolos. As fácies de dunas ocorrem em toda a seção, desde a base até o topo da Formação Utiariti. É formada por arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificações cruzada acanaladas e tabulares de grande porte (com camadas frontais até 10 metros) (Facies Aeag, Aetg e Aeabg). Os grãos são arredondados a subarredondados, com aspecto fosco e revestidos por película de óxido de ferro, o que confere cor avermelhada a unidade (Figura 9).

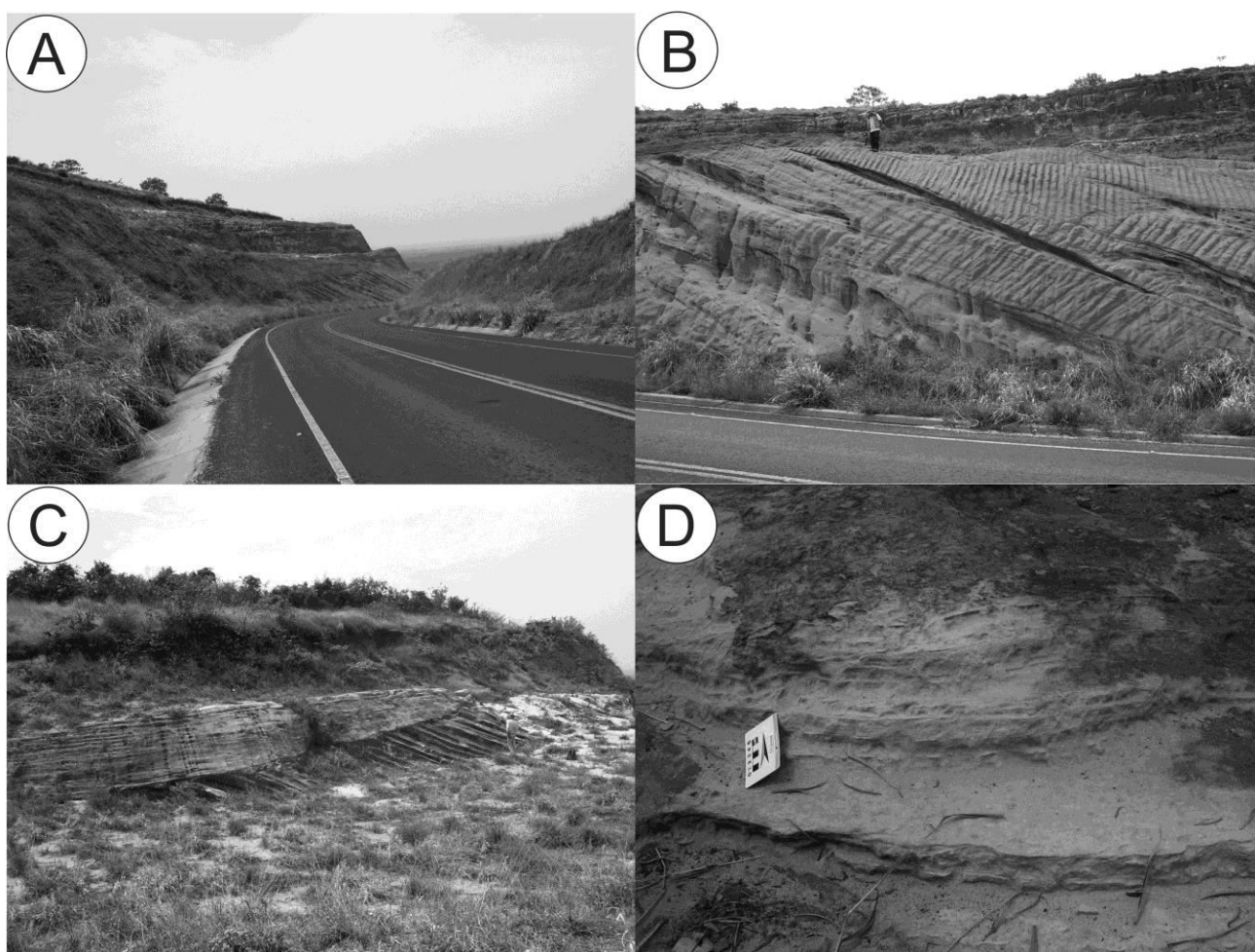


Figura 9. Associação de fácies de Draa. A e B: Arenitos eólicos avermelhados com estratificações cruzadas de grande porte. C: Estratificação cruzada tabular de grande porte sobreposta por arenito com estratificação cruzada acanalada de baixo angulo. D: Detalhe das estratificações cruzadas em arenito fino.

Os paleossolos identificados nessa associação são constituídos essencialmente por silcretes que se desenvolveram em vários níveis no topo da sucessão eólica (Formação Utiariti). Foram identificados níveis silicificados com

espessura de até 8 metros intercalados às fácies de dunas. Em algumas seções ocorrem arenitos maciços ou com estratificações incipientes (“fantasmas”), com marca de raízes e mosqueamento (Figura 10).

Interpretação

As características faciológicas dessa unidade indicam que seu contexto deposicional compreende construções de dunas eólicas de grande porte (*draas*), complexos de dunas de cristas sinuosas, amalgamadas, de região

central de um erg (Bates & Jackson, 1987). Arenitos com estratificação plano-paralelas e acanaladas de baixo ângulo corresponderiam às formas de leito localizadas em regiões interdunas.

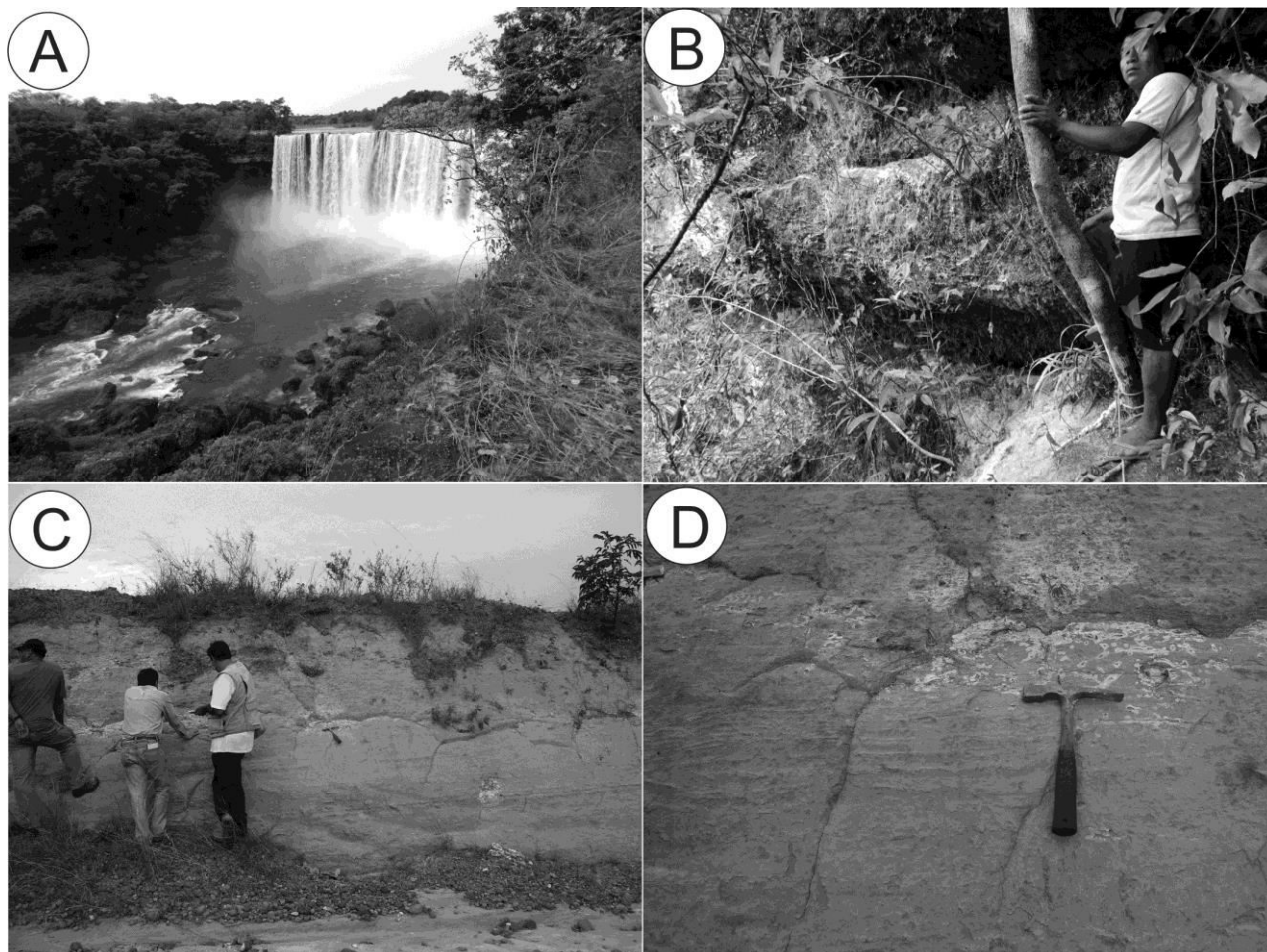


Figura 10. Paleossolos. A: Cachoeira do Salto Belo em arenitos eólicos silicificados. B: Detalhe das camadas silicificadas (Silcretes). C: Afloramento mostrando paleossolo arenoso, maciço ou com estratificação incipiente. D: Detalhe das estratificações plano paralelas incipientes (“fantasmas”) e mosqueamento.

As superfícies internas aos conjuntos de estratos (“cosets”) possivelmente tratam-se de feições erosivas relacionadas à migração de dunas e interdunas (Figura 9C). Embora não sendo mapeadas em toda a área de estudo, essas superfícies parecem ter correspondência com as superfícies de 3ª e 2ª ordens de Brookfield (1977). Os estratos cruzados compostos representam a migração individual e cavalgamento de formas de leito de menor porte sobre o draa (Figura 9A) (Brookfield, 1992).

Os arenitos maciços com marcas de raízes, mosqueamento e cimentação silicosa

correspondem à níveis pedogenizados durante fases de estabilização do relevo e parada na sedimentação.

Para Summerfield (1983), silcretes se formam em condições ambientais contrastantes: tanto em pHs baixos (entre 3,5 e 4), quanto em pHs altos (acima de 9), nos quais há a um grande aumento na solubilização da sílica. Além disso, temperaturas elevadas, tais como aquelas registradas em desertos quentes (aproximadamente 50 °C), seriam ideais para a formação dos silcretes.

PALEOCORRENTES E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Através da medida sistemática de camadas frontais de estratificações cruzadas, foram gerados mapas para essas bacias (Figura 11). Embora os processos aluviais e eólicos interagissem em vários momentos no Cretáceo Tardio, foi possível identificar dois períodos onde cada um deles predominou. O primeiro está relacionado à fase inicial de sedimentação na bacia, em que são encontradas fácies

subaquosas, sobretudo depósitos fluviais. O segundo período é marcado por processos eólicos, desenvolvimento de campo de dunas e lençóis de areia.

Os dados de paleocorrentes indicam que as drenagens se dirigiam de norte para sul, com uma tendência para sudeste, enquanto que a direção predominante dos ventos era de nordeste para sudoeste.

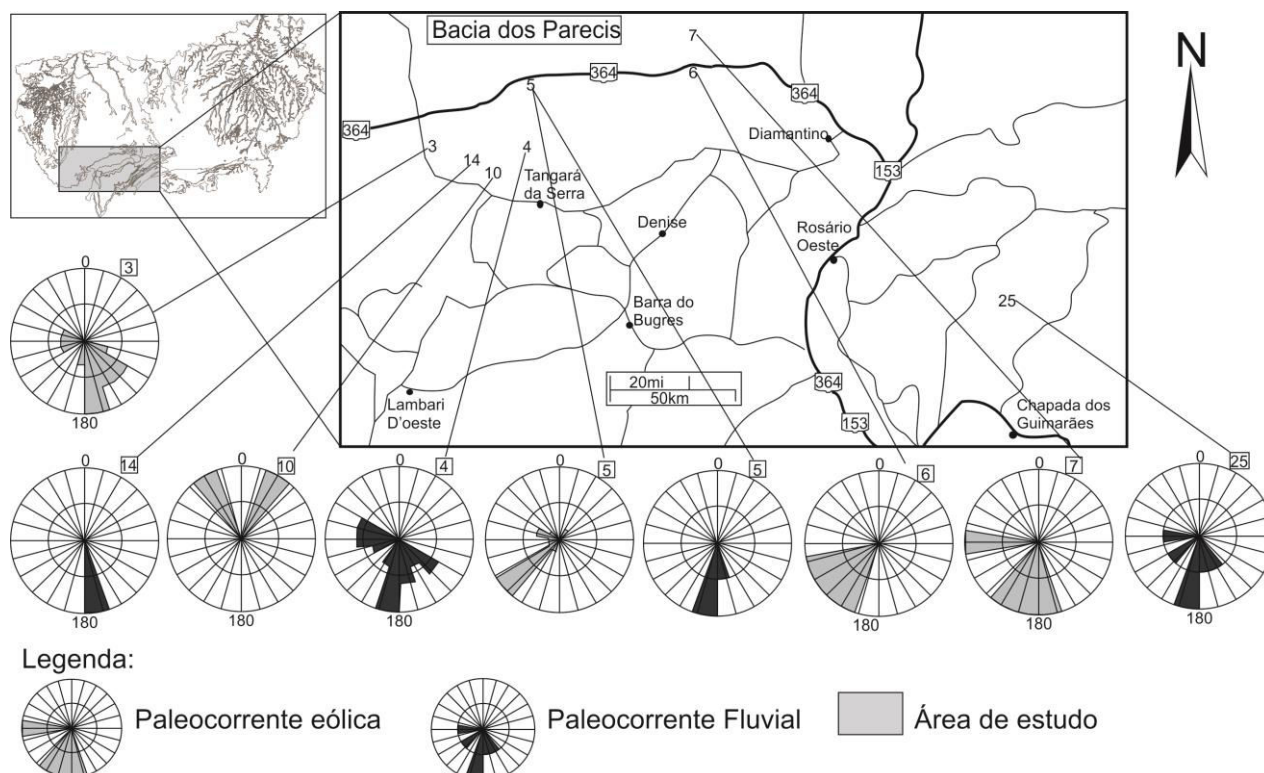


Figura 11. Paleocorrentes fluviais e eólicas do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis.

A hipótese aventada por Petri & Fulfaro (1981, 1992) da existência de um alto estrutural que separasse as bacias Bacia Bauru e dos Parecis, sendo área-fonte de sedimentos para ambas, não é justificada pelos dados aqui apresentados. Se esse alto existiu e funcionou como divisor de águas entre elas, sua

contribuição como área-fonte de sedimentos possivelmente só teve importância para a Bacia Bauru uma vez que os vetores de paleocorrentes da Bacia dos Parecis indicam transporte de sedimentos de norte/nordeste (Alto do Tapajós) para sul/sudoeste.

EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO E SEQUENCIA DEPOSICIONAL

A partir da descrição de seções em campo foi elaborada uma seção colunar composta para o Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis (Figura 12).

O empilhamento inicia com a associação de fácies aluvial (Sequência 1A), assentada abruptamente sobre os basaltos da Formação

Tapirapuã e arenitos da Formação Rio Ávila. A base da associação é marcada por uma sucessão conglomerática intercalada com basaltos e arenitos eólicos. Sobre a Sequência 1A ocorrem os depósitos eólicos da associação de fácies Draa, aqui referida como Sequência 1B. Embora o contato entre os depósitos aluviais e a

associação de fácies eólica, embora não tendo sido descrito nesse trabalho, é admitido como sendo gradacional (conforme atestado por

Weska, 2006), marcando mudança no estilo deposicional da bacia, porém, sem hiato de tempo considerável.

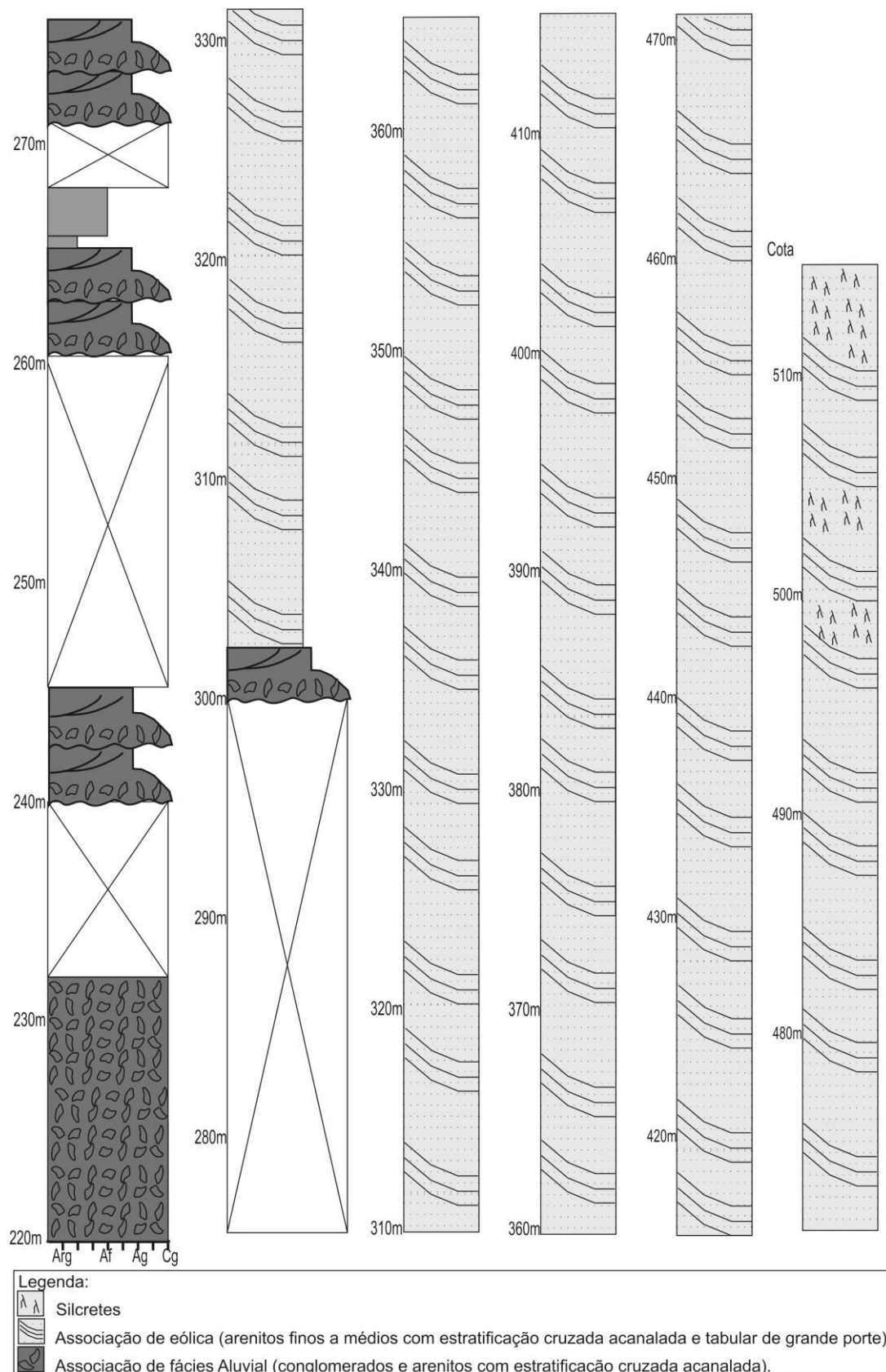


Figura 12. Coluna estratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis na região de Tangará da Serra (MT).

O topo da associação de fácies eólica (Sequência 1B) é marcado por vários perfis de paleossolos bastante silicificados. A ocorrência desses paleossolos indica período importante na evolução sedimentar da bacia, constituindo momento de estabilidade tectônica e diminuição da taxa de sedimentação, com significativo hiato de tempo.

Essa superfície, aqui chamada de Discordância K-2, constitui o limite entre a sequência cretácica tardia (Sequência 1) e os depósitos terciários suprajacentes.

EVOLUÇÃO DA SEQUENCIA CONTINENTAL

A arquitetura deposicional de sistemas continentais em resposta das variações no nível do mar tem sido discutida por vários autores sob a ótica da evolução de sequências estratigráficas (e.g., Wright & Marriot, 1993, Shanley & McCabe, 1991, 1993, 1994, Komatsubara, 2004, entre outros). Entretanto, para depósitos aluviais distantes da linha de costa, com pouca ou nenhuma influência das variações do nível do mar, há poucos estudos que discutam sua evolução em resposta às mudanças tectônicas e climáticas. Em contraste com autores que aplicam conceitos convencionais sobre sequências estratigráficas (e.g. Posamentier et al., 1998; Shanley & McCabe, 1991, 1993; Gibling & Bird, 1994), Dahle et al. (1997), Martinsen et al. (1999) classificaram as sequências continentais através de sua arquitetura, relacionando sua evolução às mudanças no nível de base estratigráfico.

Segundo Shanley & McCabe (1994) há duas definições para nível de base: (1) o nível de base estratigráfico (Barrel, 1917, Sloss, 1962, Wheeler, 1964) é a “superfície de energia potencial que descreve a direção em que a sedimentação, preservação, erosão e *bypass* do sistema estratigráfico comumente se deslocam”; e (2) nível de base geomórfico.

Para Martinsen et al. (1999) uma outra maneira de formular o conceito é através da razão entre acomodação e suprimento de sedimento (A/S). Uma razão positiva com valor maior que uma unidade significa que o aporte sedimentar não pode preencher o espaço disponível para acomodação, potencialmente causando enchente na planície aluvial. Por sua vez, se a razão A/S é igual a unidade, há um

A variação no padrão de fácies encontrado da base para o topo dessa sequência registra mudanças nas condições tectonossedimentares e climáticas, com duração menor que 10^6 anos, interpretado como produto da evolução de ciclos de 4ª ordem, comparáveis aos Ciclotemas de Wanless & Weller (1932), Punctuated Aggradational Cycles (PACs) de Goodwin & Anderson (1985) ou Parassequências de Van Wagoner et al. (1987).

balanço entre acomodação e suprimento, resultado em sucessões expandidas, que tem uma alta probabilidade de inundada. Se a razão A/S está entre a unidade e zero, os sedimentos sempre preencherão o espaço disponível e algum sedimento pode sofrer *bypass*. Finalmente, onde a razão A/S é igual a zero ou negativa o acúmulo não ocorre, causando *bypass* sedimentar ou superfícies de erosão regional (limites de sequências). De acordo com essa definição a arquitetura aluvial é dividida em tratos de sistemas de baixa e alta acomodação, separadas por limites de sequências ou superfícies de expansão que marcam aumento abrupto na acomodação.

Alguns autores têm aplicado esses conceitos em diferentes áreas, identificando características sedimentares específicas para os tratos de sistemas, que permitem elaborar modelos deposicionais (Muto & Steel, 2000; Catuneanu, 2006; Huerta et al., 2011). Catuneanu (2006) resumiu algumas das características sedimentológicas comuns aos tratos de sistemas de baixa e alta acomodação (Quadro 2).

Aplicando os conceitos de nível de base estratigráfico à Bacia dos Parecis, pode-se identificar um padrão específico de empilhamento estratigráfico relacionado à evolução tectônica da porção centro-oeste do território brasileiro.

Durante a ruptura do Gondwana no Eocretáceo, a América do Sul foi submetida a uma das maiores manifestações vulcânicas já ocorridas no planeta, resultando nas Províncias Paraná-Etendeka (Peate, 1997), CAMP (Marzoli, 1999), Penatecaua (Issler, 1974).

Quadro 2. Características dos Tratos de Sistema de Baixa e Alta Acomodação.

Trato de sistema Feição	Trato de Sistema de Baixa Acomodação	Trato de Sistema de Alta Acomodação
Tendência deposicional	Progradação precoce	Agradacional
Energia deposicional	Aumento precoce seguido de declínio	Diminui através do tempo
Gradação	Granocrescente ascendente na base	Granodecrescente Ascendente
Tamanho do grão	Mais grosso	Mais fino
Geometria	Irregular e descontínua	Tabular ou em forma de cunha
Razão areia/argila	Alta	Baixa
Arquitetura de reservatório	Canais amalgamados	Faixas de arenitos isolados
Fácies de planície de inundação	Esparsa	Abundante
Espessura	Tende a ser mais delgada	Tende a ser mais espesso
Camadas de carvão	Pouco ou ausente	Bem desenvolvido
Paleossolos	Bem desenvolvidos	Pobremente desenvolvidos

A discordância do Jurássico Tardio/ Cretáceo Precoce gerada na Bacia dos Parecis durante e após esse processo, aqui denominada Discordância K-0, foi recoberta por depósitos eólicos da Formação Rio Ávila. Essa discordância pode ser correlacionada com as discordâncias que separam a Formação Serra Geral do Grupo Caiuá na Bacia Bauru (Batezelli, 2010), e Discordância Break-up, subjacente a Megassequência Transicional das bacias costeiras brasileiras (Cainelli & Mohriak, 1999).

A transição entre o Cretáceo Precoce e Tardio é marcado por uma reestruturação tectônica da Placa Sulamericana. Segundo Bahia et al. (2006), nesse período os Arcos de Vilhena e da Serra Formosa no Cráton Amazônico, subjacente à Bacia dos Parecis, estiveram ativos, em resposta aos esforços intraplaca causados durante o estágio de deriva continental da Placa Sulamericana.

Os depósitos Cretácicos Tardios da Bacia dos Parecis, representados pelas formações Salto das Nuvens e Utiariti (Sequência 1 – Grupo Parecis) assentam-se discordantemente sobre os depósitos eólicos da Formação Rio Ávila e rochas vulcânicas da Formação Anari/Tapirapuã (Discordância K-1). Segundo Bahia et al. (2007), o Grupo Parecis corresponde ao estágio final da fase rifte onde ocorreu uma subsidência termal regional,

fazendo com que a Bacia dos Parecis se comportasse com uma bacia tipo SAG.

A fase de sedimentação que sucede a gênese da Discordância K-1 é marcada pela criação de espaço de acomodação. Em adição ao aumento do espaço de acomodação de sedimentos (A), a configuração paleogeográfica mudou, sendo caracterizado por um sistema deposicional aluvial, atestada por fácies subaquosas e subaéreas, possivelmente sob condições mais úmidas do que as registradas no Cretáceo Inferior. Essas condições úmidas também foram reconhecidas por Mohriak (2003) na sequência Pós-Rift das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, assim como por Batezelli (2010) na Bacia Bauru (Formação Araçatuba).

É provável que devido à ampla distribuição em área e espessura dos depósitos aluviais (Formação Salto das Nuvens – conforme indicado no mapa geológico de Bahia et al. (2006, 2007) tenha ocorrido subsidência regional da Bacia dos Parecis, em uma situação com razão A/S positiva (espaço de acomodação maior que suprimento de sedimentos).

Nesse contexto a Bacia dos Parecis foi tomada por uma sedimentação aluvial, em um trato de sistema de alta acomodação (**High-Accommodation System Tract**). Progressivamente a razão A/S diminuiu em virtude da estabilização da bacia e manutenção do aporte sedimentar.

Ainda no Cretáceo Tardio ocorre mudança no estilo e arquitetura estratigráfica na Bacia dos Parecis, passando para um sistema eólico e registrando variações tectonossedimentares e climáticas. Nesse intervalo de tempo, a estabilidade tectônica e manutenção no aporte de sedimentos possivelmente fizeram com que o espaço de acomodação disponível fosse colmatado por depósitos eólicos (Sequência 1B - Formação Utiariti).

Nessa fase de evolução da bacia, a razão A/S permaneceu próxima de um, talvez tendendo em alguns momentos a zero. Isso promoveu o preenchimento do espaço disponível, até possível *bypass* sedimentar em alguns momentos (**Low-accommodation System Tract**) (Figura 13).

O trato de sistemas de baixa acomodação da Bacia dos Parecis envolvem depósitos eólicos

de campos de dunas (Draas) associados à fácies fluviais efêmeras (wadis).

Mudança nas condições de umidade durante a fase final de evolução está indicada no padrão de empilhamento da sucessão. O aumento na aridez é destacado pelo contraste de fácies entre depósitos aluviais (sequência 1A) e desenvolvimento de campos de dunas com perfis do paleossolos silicificados (sequência 1B) (Figura 13).

No final do ciclo de sedimentação eólico, a tendência negativa na razão entre acomodação e suprimento sedimentar ($A/S < 1$) fez com que o acúmulo de sedimentos diminuísse. A estabilidade tectônica, baixa taxa de sedimentação e condições climáticas quentes, favoreceu o desenvolvimento de silcretes, selando os eventos sedimentares do Cretáceo Tardio da Bacia dos Parecis.

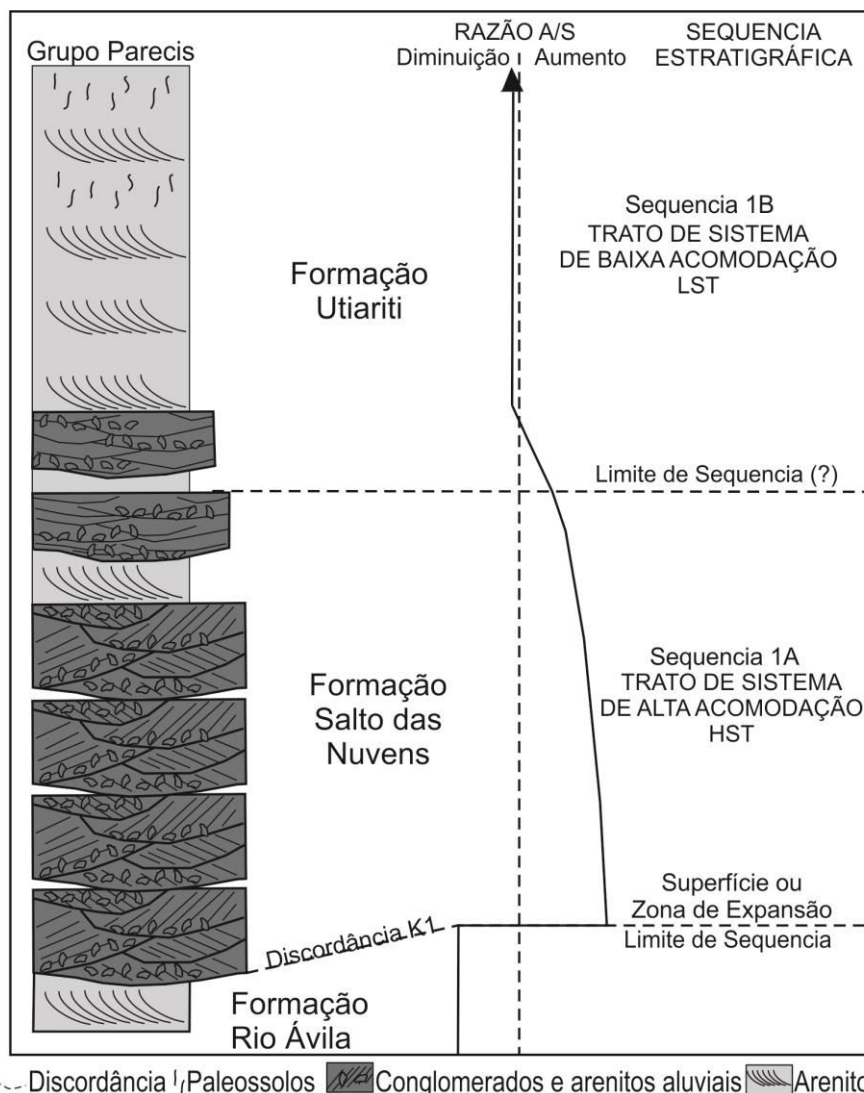


Figura 13. Variação no padrão de empilhamento de fácies do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis e proposta de evolução da sequência baseada na terminologia Martinsen *et al.* (1999).

CONCLUSÕES

Através da análise integrada de dados sedimentológicos, estratigráficos e paleocorrentes é apresentado o arcabouço estratigráfico do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis.

A associação de fácies conglomerática (Cmm, Cmg e Cgi) indicam processos de alta energia, relacionados às porções proximais de sistemas leques de aluviais. A associação de fácies arenosa é característica de regiões distais de leques, na interação com ambiente eólico.

A aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Sequências para depósitos continentais, permitiu delinear a arquitetura estratigráfica do Cretáceo Superior da bacia, demonstrando que os eventos tectônicos do Cretáceo Tardio tiveram papel importante na sedimentação,

tanto na geração de espaço de acomodação, como no aporte terrígeno.

A discordância regional K-1, registra a atividade tectônica que afetou o interior da placa Sul-americana entre o Cretáceo Precoce e Tardio. Na área de estudo essa discordância erodiu parte dos arenitos eólicos da Formação Rio Ávila (Jurássico Superior), expondo os basaltos da Formação Tapirapuã (Jurássico Inferior).

A sucessão de estratos do Cretáceo Superior (Sequências 1A e 1B) apresenta características prográdantes indicando colmatagem do espaço disponível. O avanço dos campos de dunas sobre os sistemas de leques é reflexo da estabilidade tectônica da bacia e aumento do aporte terrígeno (Figura 14).

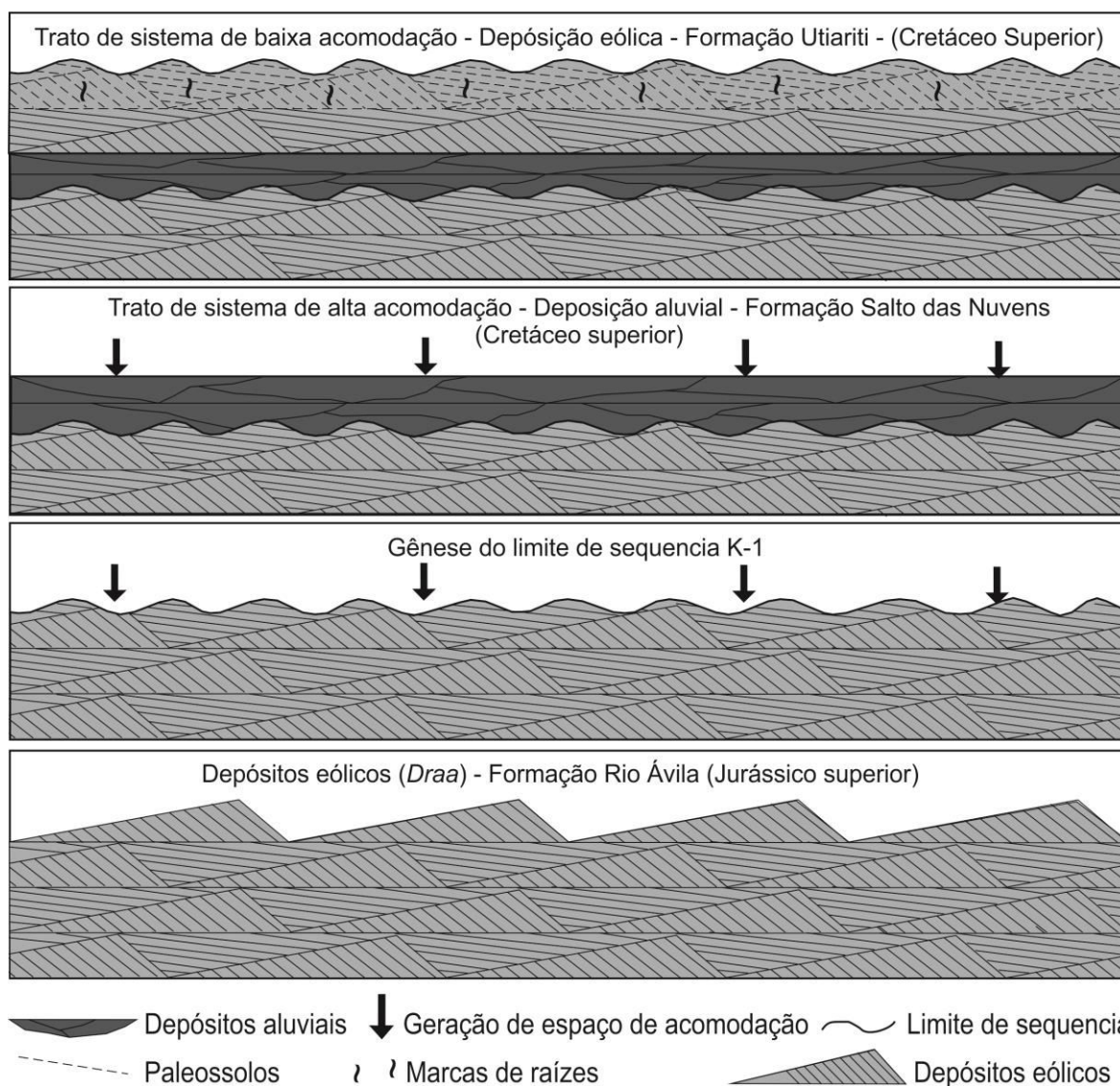


Figura 14. Evolução dos tratos de sistemas continentais do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis.

A variação de fácies da base para o topo, passando de ambiente dominado por processos subaquosos, para ambiente eólico com formação de silcretos, sugere mudança climática com aumento na aridez.

Na fase final do ciclo, a estabilidade tectônica e formação de silcretos foram responsáveis pela gênese de uma superfície endurecida (*hardpan*), que limita no topo da sequência do cretácico superior (Discordância K-2).

Embora as informações cronoestratigráficas sejam quase inexistentes para esse intervalo estratigráfico, as superfícies discordantes e a arquitetura estratigráfica permitem compará-la como produto da evolução de um ciclo geológico de 3.ª ordem.

O padrão de empilhamento é característico da evolução de um Trato de Sistema de Alta

Acomodação (HST) para um Trato de Sistema de Baixa Acomodação (LST), segundo terminologia de Martinsen et al. (1999).

As paleocorrentes fluviais com transporte de norte para sul indicam que o Alto de Tapajós esteve ativo durante a fase inicial de formação da sequência, constituindo assim a principal área fonte dos sedimentos. Na fase seguinte de sedimentação, as paleocorrentes eólicas mostram que os ventos possuíam sentido preferencial de nordeste para sudoeste.

Dessa forma, é possível que os Arcos de Vilhena e da Serra Formosa tenham constituído as bordas nordeste e noroeste da Bacia dos Parecis durante o Cretáceo Tardio, resultante de reativações do Alto de Tapajós, uma vez que os dados de paleocorrentes indicam transporte sedimentar para sudeste e sudoeste (Figura 15).

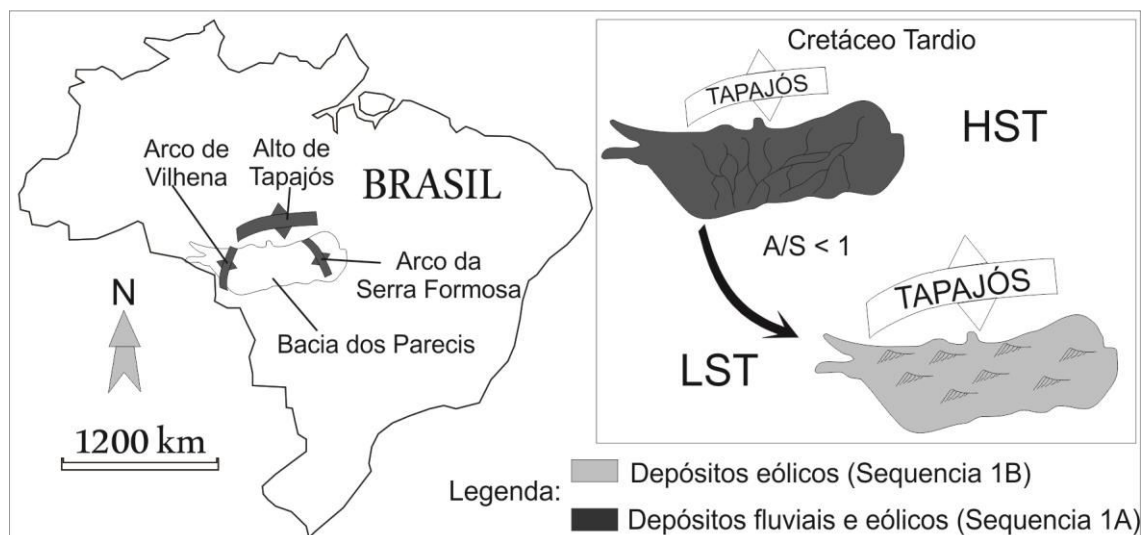


Figura 15. Proposta de evolução paleogeográfica da Bacia dos Parecis, contemplando a atividade tectônica mesozoica dos Arcos de Vilhena, Serra Formosa e Tapajós.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus sinceros agradecimentos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Projeto FAPESP 2010/19787-2) pelo suporte financeiro.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, vol. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. Magmatic occurrences of post-Permian age of the South American Platform. **Scientific Series Bulletin**, vol. 20, p. 71-85, 1989.
- ASMUS, H.E. & BAISCH, P.R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. **Episodes**, vol. 4, p. 3-9, 1983.
- ASMUS, H.E. & PONTE, F.C. **The Brazilian Marginal Basins in the Ocean Basins and Margins**. In: Nairn, E.M. & Stehili, F.G. (Eds) *The South Atlantic*, Plenum Press, Nova York, p. 87-133, 1973.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: Possíveis causas e implicações. **31st Brazilian Geology Congress Bulletin**, Camboriú, p. 225-239, 1980.
- BAHIA, R.B.C.; MARTINS-NETO, M.A.; BARBOSA, M.S.C.; PEDREIRA, A.J. Revisão estratigráfica

- da Bacia dos Parecis - Amazonas. **Brazilian Journal of Geology**, vol. 36, n. 4, p. 693-703, 2006.
7. BAHIA R.B.C.; MARTINS-NETO M.A.; BARBOSA M.S.C.; PEDREIRA A.J. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. **Brazilian Journal of Geology** vol. 37, n. 4, p. 639-649, 2007.
 8. BARROS A.M.; SILVA R.H. DA; CARDOSO O.R.F.A.; FREIRE F. A.; SOUZA JUNIOR J.J. DE; RIVETTI M.; LUZ D.S. DA; PALMEIRA R.C. DE B.; TASSINARI C.C.G. **Projeto Radambrasil. Folha SD. 21 Cuiabá; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. DNPM. Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, vol. 26, p. 25-192, 1982.
 9. BARRELL, J. Rhythms and the measurements of geological time. **Geological Society of America Bulletin**, vol. 28, p. 745-904, 1917.
 10. BATES, R.L. & JACKSON, J.A. **Glossary of geology** (3 ed.). Alexandria, Virginia, American Geological Institute, 788p. 1987.
 11. BATEZELLI, A. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das bacias Caiuá e Bauru no Sudeste brasileiro. **Brazilian Journal of Geology**, vol. 40, n. 2, p. 265-285, 2010.
 12. BATEZELLI, A. & BASILICI, G. Arquitetura e mecanismos deposicionais em sistemas aluviais holocênicos de clima árido no oeste argentino e comparação com depósitos neocretáceos brasileiros, **Brazilian Journal of Geology**, vol. 37, n. 4, p. 821-840, 2007.
 13. BRITO NEVES, B.B.; PESSOA, D.A.R.; PESSOA, R.J.R.; KAWASHITA, K.; CORTES, P.L. Estudo Geocronológico das rochas do embasamento da quadrícula de Salgueiro-PE. **33th Brazilian Geology Congress Bulletin**, Rio de Janeiro, p. 2473-2489, 1984.
 14. BROOKFIELD, M.E. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. **Sedimentology**, vol. 24, p. 330-332, 1977.
 15. BROOKFIELD, M.E. Eolian Systems. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (Eds) **Facies Models. Response to Sea Level Changes**. Stittsville, Geological Association of Canadian, p. 143-156, 1992.
 16. CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67 p., 1998.
 17. CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. **Episodes**, vol. 22, n. 3, p. 206-216, 1999.
 18. CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam, Elsevier, 375 p., 2006.
 19. CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System. **Tectonophysics**, vol. 213, p. 97-138, 1992.
 20. CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Petrobras, Série Ciência-Técnica-Petróleo**, vol. 15, 70p., 1984.
 21. CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal Evolution of the South American Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 19-40, 2000.
 22. DAHLE, K.; FLESJA, K.; TALBOT, M. R. & DREYER, T. Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escanilla Formation (Ainsa Basin, Spain) and the Staffjord Formation (Norwegian North Sea). Abstracts, Sixth International Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, 1997, South Africa, 1997, p. 46.
 23. GALLOWAY, W.E. & HOBDDAY, D.K. **Terrigenous clastic depositional systems**. Springer-Verlag, New York. 423 p., 1983.
 24. GIBLING, M. R. & BIRD, D. J. Late Carboniferous cyclothems and alluvial paleovalleys in the Sydney Basin, Nova Scotia. **Geological Society of America Bulletin**, vol. 106, p. 105-117, 1994.
 25. GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. **Journal of Geology**, vol. 93, p. 515-533, 1985.
 26. HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. Aspectos Lito-estruturais e Geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, vol. 10, p. 67-77, 1991.
 27. HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. Megaestruturação Pré-Cambriana do Território Brasileiro Baseada em Dados Geofísicos e Geológicos. **Geociências**, vol. 12, n. 1, p. 7-31, 1993.
 28. HUERTA, P.; ARMENTEROS, I.; SILVA, P. G. Large-scale architecture in non-marine basins: the response to the interplay between accommodation space and sediment supply. **Sedimentology**, vol. 58, p. 1716-1736. doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01231.x. 2011.
 29. ISSLER, R.S. Esboço geológico-tectônico do Craton do Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre (RS). **Boletim de Resumos...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, p. 659-665.
 30. JERVEY, M.T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDAL, C. G. S. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Eds) **Sea-level changes - an integrated Approach**. Tulsa, SEPM, (SEPM Sp. Pb. # 42), p. 47-69, 1988.
 31. KOMATSUBARA, J. Fluvial architecture and sequence stratigraphy of the Eocene to Oligocene Iwaki Formation, northeast Japan: channel-fill related to sea-level change. **Sedimentary Geology**, vol. 168, p. 109-123, 2004.
 32. MARCONATO, L. DE P.; WESKA, R.K.; SOUTO, P.R.F.; RUBERT, R.R. Primeira evidência de coprólito no cretáceo da Bacia dos Parecis, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 18, 2003, Brasília. **Boletim de Resumos...** Brasília: Universidade de Brasília e Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2003, p. 183.
 33. MARTINSEN, O.J.; RYSETH, A.; HELLAND-HANSEN, W.; FLESHE, H.; TORKILDSEN, G. & IDILL, S. Stratigraphic Base Level and Fluvial Architecture: Ericson Sand stone (Campanian), Rocky Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology**, vol. 46, p. 235-259, 1999.
 34. MARZOLI, A.; RENNE, P.R.; PICCIRILLO, E.M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, vol. 284, n.o 6PAC16, p. 618, 1999.
 35. MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C.P. Maranhão Paleozoic Basins and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, vol. 48, n. 9, p. 1475-1512, 1964.
 36. MIALL, A.D. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. In: MIALL, A. D. (Ed), **Fluvial Sedimentology**. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., vol. 5, p. 597-604, 1978.
 37. MIALL, A.D. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. **Earth Science Reviews**, vol.22, n. 4, p. 261-300, 1985.
 38. MIALL, A.D. Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies. **American Assoc.**

- of **Petroleum Geologists Bulletin**, vol. 72, n. 6, p.682-697, 1988a.
39. MIALL, A.D. Architectural Elements and Bouding Surfaces In Fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. **Sedimentary Geology**, vol. 55, n. 2, p. 233-262, 1988b.
40. MIALL, A.D. **The Geology of Fluvial Deposits**. Berlin, Springer-Verlag, 582p., 1996.
41. MIALL, A.D. & JONES, B.G. Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. **Journal of Sedimentary Research**, vol. 73, n. 4, p. 531-545. 2003.
42. MILANI, E.J. & THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 389-449, 2000.
43. MOHRIAK, W.U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI R. M. & GONÇALVES, J. H. (Eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, p. 87-165, 2003.
44. MUTO, T. & STEEL, R.J. The accommodation concept in sequence stratigraphy: some dimensional problems and possible redefinition. **Sedimentary Geology**, vol. 130, p. 1-10, 2000.
45. OLIVEIRA E.P. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. **Expedição Científica Roosevelt-Rondon**. Comissão Linhas Telegráficas Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, Rio de Janeiro, *Publicação*, vol. 50, n. 1, p. 82, 1915.
46. PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J. & Coffin, M. (Eds), **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism AGU Geophysical Monograph**, v. 100, p. 217-245, 1997.
47. PETRI, S. & FULFARO, V. J. Geologia da Chapada dos Parecis, Mato Grosso, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 11, n. 4, p.274-283, 1981.
48. PETRI, S. & FULFARO, V. J. Réplica ao Artigo de Jurandyr L. Ross, "O Contexto Tectônico e a Morfogênese da Província Serrana de Mato Grosso". **Revista do IG**, vol. 12, n. 112, p. 21-37, 1992.
49. POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: WILGUS, C. K; HASTINGS, B. S. KENDALL, C. G. ST. C. POSAMENTIER, H. W. ROSS C. A. & VAN WAGONER J. C. (Eds), **Sea Level Changes—An Integrated Approach**. SEPM Special Publication 42, p. 110-124, 1988.
50. RICCOMINI, C. **Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondwânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas**. São Paulo, 1995. 100p. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
51. RUBERT, R.R.; SILVA, G.D.; BARROS, A.J.P.; ARAÚJO, R.A.R. O registro de sedimentação flúvio-lacustre do Cretáceo da bacia dos Parecis na região nordeste mato-grossense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, Araxá. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 112, 2004.
52. SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D. A. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; & ASMUS, H.E. (Eds). **Geologia do Brasil**. DNPM, Brasília, p.9-53, 1984.
53. SHANLEY, K.W. & McCABE, P.J. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy – an example from the Kaiparowits Plateau, Utah. **Geology**, vol. 19, p.742-745, 1991.
54. SHANLEY, K.W. & McCABE, P.J. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, U.S.A. In: Flint, S. & Bryant, I. (Eds) **Quantitative Modeling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues**, International Association of Sedimentologists Special Publication 15, p. 21-55, 1993.
55. SHANLEY, K.W. & McCABE, P.J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, vol. 78, p. 544-568, 1994.
56. SILVA, G.D.; RUBERT, R.R.; BARROS, A.J.P. DE. **Projeto Caulim do Xingu: mapeamento geológico, escala 1: 100.000**. Cuiabá: Companhia Mato-Grossense de Mineração (METAMAT), Relatório Técnico, 88 p., 2003.
57. SLOSS, L.L. Stratigraphic models in exploration. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, vol. 46, p. 1050-1057, 1962.
58. SUMMERFIELD, M.A. Silcrete as a palaeoclimatic indicator: Evidence from southern Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 41, p. 65-79, 1983.
59. SZATMARI, P.; MILANI, E.J.; LANA, M.C.; CONCEIÇÃO, J.C.; LOBO, A. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. **Oil and Gas Journal**, vol. 14, p. 107-113, 1985.
60. VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM Jr, R.M.; POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. Key definitions of sequence stratigraphy. In: BALLY, A. W. (ed) **Atlas of seismic Stratigraphy**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, (AAPG Studies in Geology #27), vol. 1, p. 11-14, 1987.
61. WANLESS, H.R. & WELLER, J.M. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. **Geological Society of America Bulletin**, vol. 43, p. 1003-1016, 1932.
62. WESKA, R.K. Uma Síntese do Cretáceo Superior Mato-Grossense. **Geociências**, vol. 25, n. 1, p. 71-81, 2006.
63. WHEELER, H.E. Base level, lithosphere surface, and time stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 75, p. 599-610, 1964.
64. WRIGHT, V.P. & MARRIOTT, S.B. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. **Sedimentary Geology**, vol. 86, p. 203-210, 1993.

Manuscrito recebido em: 12 de Junho de 2014
Revisado e Aceito em: 20 de Agosto de 2014