

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

**ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DA SUPERSEQUÊNCIA SANTA
MARIA E SUAS IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS**

BRUNO LUDOVICO DIHL HORN

ORIENTADORA – Profa. Dra. Karin Goldberg

Porto Alegre – 2016

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

**ANÁLISE SEDIMENTÓLOGICA DA SUPERSEQUÊNCIA SANTA
MARIA E SUAS IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS**

BRUNO LUDOVICO DIHL HORN

ORIENTADORA – Profa. Dra. Karin Goldberg

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer (UFRGS)

Prof. Dr. Henrique Zerfass (PETROBRAS)

Prof.Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini (UNISINOS)

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2016

CIP - Catalogação na Publicação

Dihl Horn, Bruno Ludovico
ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DA SUPERSEQUÊNCIA SANTA
MARIA E SUAS IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS / Bruno
Ludovico Dihl Horn. -- 2016.
228 f.

Orientadora: Karin Goldberg.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2016.

1. Sedimentologia. 2. Estratigrafia. 3.
Paleontologia de vertebrados. I. Goldberg, Karin,
orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Fazendo um retrospecto no final destes anos de tese, depois de muitas mudanças na minha vida, percebo que tenho muita gente a agradecer.

Primeiramente agradeço aos meus pais, que aguentaram firme minha mudança pra PE pra trabalhar na CPRM e me apoiaram meio a contragosto no início, quando eu saí de casa. Além disso, sempre me apoiaram nas minhas decisões, primeiro de fazer geologia e depois as pós-graduações.

Depois, tenho que agradecer à minha noiva (agora esposa, novo upgrade!), que também me apoiou e incentivou a me mudar de estado pra trabalhar na CPRM, fez de tudo pra poder vir junto, mesmo que temporariamente, aguentou meu mau humor quando o cansaço foi mais forte que a razão, e que torna essa bagunça toda suportável.

Preciso agradecer muito aos meus orientadores. Agradeço imensamente à Prof. Karin que aceitou me orientar sem nunca ter trabalhado comigo e nem me dado aula, além de pegar um projeto que foi ideia minha e não tinha financiamento para a execução. Depois de tudo, ainda aceitou me orientar à distância, enquanto eu trabalhava em Pernambuco, alguns milhares de quilômetros de distância. Agradeço muito por entrar comigo nessa aventura que foi meu doutorado. Agradeço muito também o Prof. Schultz, por me aturar durante dez anos questionando sobre o Triássico. Agradeço por ter aceitado quando eu resolvi mudar de ênfase no doutorado e me ajudado enormemente durante todo o processo. Prof. Vitor, que agora mesmo não tendo nenhuma relação oficial com o trabalho, me ajudou e orientou com relação a muitas outras coisas. Gostaria também de agradecer o Prof. Claiton Scherer, sempre disposto a uma discussão sobre o Triássico e que me ajudou muito a construir as minhas bases teóricas para realizar este trabalho. Espero que nossa amizade continue, agora que minha caminhada na Pós-Graduação chegou ao fim.

Faço um agradecimento especial para os meus companheiros de campo no doutorado, já que nem sempre os orientadores conseguiram ter condições de ir comigo nos períodos que eu consegui vir para Porto Alegre. Muito obrigado Tiago Raugust, Ana Brust, Rafael Adriano, Marcel Santos, Alessandra Boos e Ana Emília Quezado. Agradeço em especial o Prof. Átila da Rosa, que além de me acompanhar nos afloramentos, ajudou muito nas discussões.

Gostaria de agradecer meus colegas de laboratório, que mesmo longe agora, continuam fazendo parte da minha vida e dos momentos de descontração quando volto na UFRGS, além de serem excelentes companheiros de discussões científicas.

Gostaria de agradecer muito aos meus colegas de CPRM, principalmente Roberta, Silvana, Silvana, Cleide e Débora. Obrigado por me acolherem quando eu não tinha ninguém em Pernambuco, por me ensinar a ser uma pessoa melhor e por poder contar com vocês sempre que eu precisei. Gostaria também de agradecer meus dois gerentes, Adeílson Wanderley e Ana Claudia Accioly, por me apoiar e ajudar a continuar meu doutorado depois que entrei na SUREG. Agradeço também a diretoria da CPRM que me proporcionou a liberação parcial para o Doutorado.

Por fim, agradeço à banca por gentilmente terem aceitado participar e contribuir com meus trabalhos.

“A ciência nunca resolve um problema sem criar pelo menos outros dez”.
George Bernard Shaw

"If it keeps on rainin', levee's goin' to break,
When the levee breaks I'll have no place to stay".
Led Zeppelin "When the Levee Breaks" (1971)

RESUMO

A presente tese de doutorado apresenta um estudo sobre a sedimentologia do pacote triássico da Bacia do Paraná, a Supersequência Santa Maria. As rochas desta Supersequência, descritas no início do século XX, tem sido estudadas tanto no intuito de entendimento de seus sistemas deposicionais quanto na identificação de sua abundante fauna de vertebrados, que torna esta unidade de importância mundial. Entretanto, devido à intensa segmentação em blocos de falha e à falta de continuidade de afloramentos, muitas dúvidas sobre os ambientes de sedimentação ainda permanecem. O objetivo deste trabalho foi realizar um estudo sedimentológico de detalhe e discutir suas implicações estratigráficas, a fim de formular modelos deposicionais que considerem, além dos processos sedimentares, fatores como paleofauna e paleoclima. Para tanto, a metodologia aplicada incluiu análise faciológica, com a construção de perfis na escala 1:50, identificação e posicionamento estratigráfico de horizontes fossilíferos, e coleta sistemática de amostras de lamitos segundo o arcabouço estratigráfico para análises químicas e cálculo do índice de alteração química. Além disso, foi realizado um estudo bibliográfico sobre a paleofauna local para comparação e utilização nos modelos. Como resultados, primeiramente uma nova sequência de terceira ordem foi identificada, utilizando critérios sedimentológicos, paleontológicos e estruturais. Assim como as sequências propostas anteriormente, esta consiste em arenitos conglomeráticos limitados por uma discordância na base, e sobrepostos por siltitos. A proposição da nova Sequência Santa Cruz, entre as Sequências I e II provocou um problema de nomenclatura, resolvido com a proposição de nomes (ao invés de números) para as sequências. Desta maneira, buscou-se as toponímias das melhores exposições de cada sequência, propondo os nomes Sequência Pinheiros-Chiniquá, Sequência Candelária e Sequência Mata para as Sequências I, II e III, respectivamente. A continuação dos trabalhos propiciou a discussão sobre os ambientes deposicionais das sequências Pinheiros-Chiniquá, Santa Cruz e Candelária. Na base de todas, o sistema interpretado é de rios entrelaçados efêmeros, com lama dentro dos canais e grandes intraclastos incorporados à base dos canais. Nas duas primeiras sequências o sistema deposicional incluía uma planície seca, sem rios alimentadores e com abundância de paleossolos. A predominância da fração silte em pacotes métricos maciços, com moda em 0,031 mm, sugere a presença de contribuição eólica fina, com depósitos de loess retrabalhados por enchentes em lençol. Indicadores sedimentológicos, paleontológicos e químicos na base da Sequência Candelária indicam um aumento na quantidade de água no sistema, com o estabelecimento de lagos alimentados por enchentes em lençol, formando deltas efêmeros. No topo desta sequência foi identificado um sistema fluvial efêmero com características peculiares, como a predominância de arenitos deposicionalmente maciços. As análises de índice de alteração química revelaram que o clima no decorrer da deposição da Supersequência Santa Maria não variou muito, se mantendo árido/semi-árido, com a tendência à umidificação para o topo. O trabalho de identificação das unidades sedimentares contribuiu para identificar que o pacote anteriormente chamado de Formação Caturrita não era o que a literatura descrevia como tal, resultando na reinterpretação do mesmo e proposição da Formação Botucaraí, com estratótipos e idade bem definidos e fauna característica.

PALAVRAS-CHAVE: TRIÁSSICO; SUPERSEQUÊNCIA SANTA MARIA; LOESS; FLUVIAL

ABSTRACT

This PhD thesis presents a sedimentological study on the Triassic package of the Paraná Basin, the Santa Maria Supersequence. The rocks of this Supersequence, described in the early twentieth century, have been studied in order to understand their depositional systems and to identify their abundant vertebrate fauna, the latter which renders this unit of global importance. However, due to intense segmentation of fault blocks and lack of outcrop continuity, many questions about these deposits still remain. The objective of this work was a detailed sedimentological study, to discuss its implications on stratigraphy, in order to formulate depositional models that considered not only the sedimentary processes, but also factors such as paleofauna and paleoclimate. Applied methodology included facies analysis, with the construction of 1:50 scale logs, identification and stratigraphic positioning of fossiliferous horizons, and the systematic sampling of mudstones for chemical analysis and calculation of chemical index of alteration. Additionally, a bibliographic study on local paleofauna was carried out for comparison and use in models. As a result, a new third-order sequence was identified, according to sedimentological, paleontological and structural criteria. Like the sequences previously proposed, it consists of conglomeratic sandstones bounded by an unconformity at the base, and overlain by siltstones. The proposition of the Santa Cruz Sequence, between Sequences I and II led to a nomenclature problem, resolved with the assignment of names (instead of numbers) to the sequences. For that, place names of the best exposures of each sequence were sought, and the names Pinheiros-Chiniquá, Candelária and Mata Sequences were proposed for Sequences I, II and III, respectively. Further work led to the discussion on the depositional environments of the Sequences Pinheiros-Chiniquá, Santa Cruz and Candelária. The basal portion of all the sequences was interpreted as deposited by ephemeral rivers with intra-channel mud and large intraclasts incorporated to the channel base. In the first two sequences the depositional system was a dry plain, without feeder channels and abundant paleosols. The dominance of silt fraction in metric, massive mudstone packages with modal peak in 0.031 mm suggests a fine-grained, wind-blown dust contribution as loess deposits reworked by sheetfloods. Sedimentologic, paleontologic and chemical indicators point towards an increase in the amount of water in the system, with the establishment of sheetflood-fed lakes where ephemeral deltas were formed. At the top of this Sequence an ephemeral fluvial system with unique features, such as the predominance of structureless sandstones, was identified. The analysis based on chemical index of alteration revealed that the climate during the deposition of the Santa Maria Supersequence did not change much throughout its deposition, maintaining an arid / semi-arid setting, with the tendency to more humid conditions to the top. The work of identifying the sedimentary units helped identify that the package formerly called Caturrita Formation was not what the literature described as such, leading to a reinterpretation of this unit and proposition of the Botucaraí Formation, a formal unit with well-defined stratotypes and defined age, with a characteristic fauna.

KEY-WORDS: TRIASSIC; SANTA MARIA SUPERSEQUENCE; LOESS; FLUVIAL

Lista de ilustrações

Figura 1- Mapa geológico simplificado do RS, mostrando a distribuição geográfica e a posição estratigráfica da Supersequência Santa Maria.....	13
Figura 2- Colunas estratigráficas de White (1908) e Oliveira (1918; 1929).....	17
Figura 3- Colunas estratigráficas de Du Toit (1927), Morais Rego (1930), Huene e Stahlecker (1931) e Gordon Jr (1947) com suas interpretações de ambiente deposicional.	19
Figura 4- Colunas estratigráficas de Beurlen et al. (1955), Delaney e Goñi (1963), Bortoluzzi e Barberena (1967) e Gamermann (1973) com suas interpretações de ambiente deposicional.	21
Figura 5- Colunas estratigráficas de Schneider et al. (1974), Bortoluzzi (1974), Andreis, Bossi e Montardo (1980) e Faccini (2000) com suas interpretações de ambiente deposicional.....	22
Figura 6- Coluna estratigráfica de Faccini (2000) e as propostas de estratigrafia de sequências de Faccini (1989) e Zeffass et al.(2003).....	24
Figura 7- Coluna estratigráfica de Zeffass et al. (2003) com suas biozonas correlatas, segundo Soares, Schultz e Horn, (2011).	25
Figura 8- Mapa do mundo no Holoceno com as zonas climáticas. Modificado de commons.wikimedia.org.	27
Figura 9- Principais direções de vento e localização das células de alta (A) e baixa (B) pressão no Holoceno. Modificado de RUDDIMAN (2001).	28
Figura 10- Principais causas da precipitação orogênica e dos desertos de sombra. Modificado de RUDDIMAN (2001).	29
Figura 11- Exemplos de leques aluviais. À esquerda um leque dominado por fluxos gravitacionais, e à direita, por processos fluviais.....	30
Figura 12-Figura mostrando diferenças de gradientes em leques aluviais atuais. Modificado de STANISTREET; MCCARTHY (1993).	31
Figura 13- Classificação dos leques segundo Stanistreet e McCarthy (1993). Modificado de STANISTREET; MCCARTHY (1993).	32
Figura 14- Elementos arquiteturais internos aos canais baseado em Miall (1988). Modificado de MIALL (1988).	39
Figura 15- Elementos arquiteturais externos aos canais baseado em Miall (1996). Modificado de MIALL (1996).	40
Figura 16- Tipos morfológicos básicos de rios. Modificado de MIALL (1996).....	41

Figura 17- Bloco diagrama de um sistema fluvial entrelaçado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies. Modificado de RICHARDSON (1996).....	42
Figura 18- Bloco-diagrama de um sistema fluvial meandrante ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies. Modificado de RICHARDSON (1996).....	43
Figura 19- Bloco diagrama de um sistema fluvial anastomosado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies. Modificado de RICHARDSON (1996).....	45
Figura 20- Classificação geométrica de corpos arenosos de canais fluviais baseada na razão largura/espessura, associado ao preenchimento interno. Modificado de HIRST (1991).	46
Figura 21- Blocodiagramas mostrando exemplos de modelos de rio em climas áridos. A: rio entrelaçado distal B: rio efêmero de inundações-relâmpago. Modificado de MIAL (1996).	49
Figura 22- Colunas mostrando a sucessão vertical de exemplos de rios de climas áridos. Modificado de MIAL (1996).	50
Figura 23- Blocodiagrama com os principais controles da sedimentação lacustre. Modificado de RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH (2006).	52
Figura 24- Hidrologia de lagos em bacias abertas e fechadas. Renaut e Gierlowski-Kordesch (2006).	53
Figura 25- Modelo de <i>playa lake</i> baseado em Eugster e Hardie (1978). Modificado de Renaut e Gierlowski-Kordesch (2006).....	54
Figura 26- Coluna estratigráfica com as fácies típicas de lagos perenes salinos e planícies salina. Modificado de Renaut e Gierlowski-Kordesch (2006).	55
Figura 27- Coluna estratigráfica com as fácies típicas de planícies de inundação salinas. Modificado de Renaut e Gierlowski-Kordesch (2010).....	56
Figura 28- Coluna estratigráfica com as fácies típicas de planícies de inundação secas. Modificado de RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH (2006).	57
Figura 29- Imagem de satélite com a localização do Lago Eyre e Douglas Creek, Austrália. Imagens de satélite retiradas de Google Earth.	62
Figura 30- Imagem de satélite mostrando Douglas Creek. Retirado de Google Earth.	64
Figura 31- Posicionamento espacial dos elementos arquiteturais que compõem o leque terminal de Douglas Creek. Modificado de Fisher <i>et al.</i> (2008).	65
Figura 32- Sumário da caracterização dos elementos arquiteturais. Modificado de Fisher <i>et al.</i> (2008).	66
Figura 33- Gráfico de distribuição de tamanho de grão por peso de amostra total em cada um dos elementos arquiteturais. Modificado de Fisher <i>et al.</i> (2008).	67

Figura 34- Fotografia aérea de Douglas Creek, com modelo deposicional em planta e em seção transversal. Modificado de Fisher et al. (2008).....	68
Figura 35- A) Localização das bacias de Fundy e Minas, na costa leste canadense. B) Mapa geológico das bacias. C) Carta estratigráfica das bacias. Modificado de Leleu e Hartley (2010).....	69
Figura 36-Colunas compostas mostrando as Fms. Wolfville e Blomidon. Modificado de Leleu e Hartley (2010).....	71
Figura 37- Modelos deposicionais para as bacias de Fundy (A) e Minas (B). Modificado de Leleu e Hartley (2010).....	73
Figura 38- Localização da bacia de Ebro, Espanha. Modificado de Fisher et al. (2007).....	74
Figura 39- Fotos de afloramento, perfis colunares e dimensões das fácies estudadas na Bacia de Ebro. Modificado de Fisher et al. (2007).....	76
Figura 40- Fotos de afloramento, perfis colunares e dimensões das fácies estudadas na Bacia de Ebro. Modificado de Fisher et al. (2007).....	77
Figura 41- Fotos de afloramento, perfis colunares e dimensões das fácies estudadas na Bacia de Ebro. Modificado de Fisher et al. (2007).....	78
Figura 42- Mapa de pontos de afloramento realizados durante as etapas de campo, com as estradas e drenagens principais. SP: São Pedro do Sul; SM: Santa Maria; C: Candelária; SC: Santa Cruz do Sul; VA: Venâncio Aires.....	80
Figura 43- Representação artística do Topo da Sequência Candelária. Por Voltaire Paes Neto.....	85

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Classificação de fácies segundo Miall (1977). Modificado de MIALL (1996).....	37
--	----

SUMÁRIO

PARTE I.....	12
1. INTRODUÇÃO	12
2. OBJETIVOS	14
3. JUSTIFICATIVA.....	14
4. MATERIAIS E MÉTODOS	15
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	16
5.1 Estratigrafia da Área De Estudo.....	16
5.2 Sedimentação aluvial em ambientes áridos e semi-áridos	26
<i>Leques Aluviais</i>	29
Leques aluviais e deltas em climas áridos e semi-áridos	34
<i>Sistemas Fluviais</i>	36
<i>Rios em climas áridos e semi-áridos</i>	46
<i>Sistemas Lacustres em climas áridos– Playa lakes e Sabkhas</i>	59
<i>Modelo Atual</i>	62
<i>Lake Eyre- Austrália</i>	62
<i>Modelos do registro</i>	69
<i>Fundy Basin- Nova Scotia, Canadá</i>	69
<i>Ebro Basin- Espanha</i>	74
6. TEXTO INTEGRADOR.....	80
7. REFERÊNCIAS	88

Sobre a Estrutura desta Tese:

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Parte I: Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Doutorado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa.

Parte II: Artigos publicados em periódicos ou submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado.

Parte III: Anexos, compreendendo: artigos nos quais o pós-graduando é co-autor, resumos e artigos publicados em eventos, relacionados ao tema central da tese, bem como documentação pertinente de natureza numérica (tabelas, cálculos), gráfica (figuras, diagramas, mapas, seções) e fotográfica que, por sua dimensão e/ou natureza não pode ser incluída no(s) artigo(s).

PARTE I

1. INTRODUÇÃO

A Supersequência Santa Maria (SSM) (*sensu* ZERFASS *et al.* 2003) tem sua origem nas Camadas Vermelhas do Rio do Rasto, citadas pela primeira vez em trabalhos científicos no Relatório White, em 1908, como depósitos de *red beds* que continham vertebrados fósseis que indicavam idade triássica. As rochas triássicas foram posteriormente individualizadas como “Camadas Santa Maria” (MORAIS REGO, 1930) e descritas como restritas ao Rio Grande do Sul por Maack (1947). As “Camadas Santa Maria” foram descritas como Formação Santa Maria por Gordon Jr em 1947, e desde então várias subdivisões vem sendo propostas para melhor entender a história destas rochas. Com o avanço das pesquisas foram propostos novos membros e formações para o sistema triássico do RS, como o Membro Passo das Tropas (BORTOLUZZI, 1974), na base da Formação Santa Maria, e a Formação Caturrita (ANDREIS; BOSSI; MONTARDO, 1980), sobreposta. Em 2000, Faccini formulou a primeira subdivisão baseada em conceitos da estratigrafia de sequências, mas a divisão e proposição da Supersequência Santa Maria foi de Zerfass *et al.* (2003).

A Supersequência Santa Maria aflora como um estreito cinturão leste-oeste ao longo de toda a porção central do estado do Rio Grande do Sul, Brasil (fig. 1). Ela equivale à Sequência Gondwana II de Milani (1997) para a Bacia do Paraná, sendo considerada uma reativação local da bacia. A área de ocorrência é marcada por diversas falhas N-S, com rejeito vertical ou subvertical, que modificaram a organização original dos estratos.

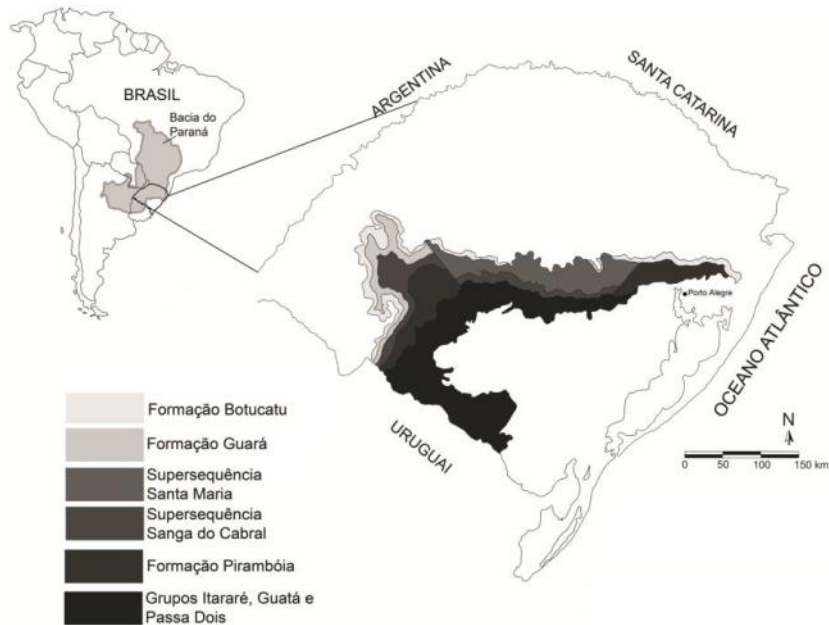


Figura 1- Mapa geológico simplificado do RS, mostrando a distribuição geográfica e a posição estratigráfica da Supersequência Santa Maria.

As rochas da SSM são muito importantes pela abundante presença de fósseis de vertebrados terrestres, que vem sendo descritos desde o início do século XX, inicialmente por pesquisadores estrangeiros como Von Huene, e mais recentemente por inúmeros pesquisadores brasileiros. Dentre os grupos encontrados estão rincossauros, dicinodontes, cinodontes, rauissúquios e dinossauros (SCHERER *et al.*, 1994; SCHULTZ *et al.*, 2000; SCHULTZ; LANGER, 2007).

Inicialmente existiam muitas propostas sobre o sistema deposicional da SSM, considerada como depósitos de loess e amplas planícies de inundação. Pelo modo de preservação e pelas concreções carbonáticas, foi sugerido a SSM teria sido formada sob clima semi-árido a sazonal, com grande variação de nível freático (HOLZ; BARBERENA, 1994; HOLZ; SCHULTZ, 1998). Portanto a monografia de qualificação deste projeto de doutorado versou sobre sistemas deposicionais continentais em climas áridos, buscando estabelecer um paralelo com outros locais que tivessem condições similares influenciando a deposição. Anexados a esta tese, além da revisão realizada durante a monografia de qualificação, encontra-se uma revisão estratigráfica da litoestratigrafia e estratigrafia de sequências propostas para a Supersequência Santa Maria.

Zerfass, Chemale Jr e Faccini. (2005) propõem que a restrição de área de ocorrência e a distribuição geométrica da Supersequência Santa Maria se assemelham mais com pequenas bacias africanas do que com a extensa deposição da Bacia do Paraná, principalmente durante

o Permiano. A descoberta de novos achados fossilíferos e a coleta de dados estruturais nos últimos anos geraram a necessidade de um estudo visando à integração destes dados com a sedimentologia e a estratigrafia, objetivo deste trabalho.

2. OBJETIVOS

O objetivo geral desta tese foi de integrar o arcabouço estratigráfico, tectônico e paleontológico da Supersequência Santa Maria, propondo um modelo deposicional e paleoambiental que contemple dados estratigráficos, paleontológicos e estruturais.

Como objetivos específicos, durante o desenvolvimento da tese buscou-se

1. Revisar o arcabouço estratigráfico de sequências da SSM à luz do conhecimento de novos dados sedimentológicos e paleontológicos.
2. Buscar correlações entre diferentes locais de afloramento da SSM no Rio Grande do Sul, bem como com outras bacias triássicas no mundo.
3. Propor um modelo paleoambiental integrado com a tafonomia (estratigráfico e paleontológico).
4. Levantar perfis colunares de afloramentos fossilíferos e estéreis, para posterior posicionamento das ocorrências fossilíferas.
5. Realizar análises químicas de elementos maiores (Ca, Na, K e Al) para estimar o grau de intemperismo químico das rochas através do cálculo do índice de alteração química (NESBITT; YOUNG 1982; GOLDBERG; HUMAYUN 2010), visando obter um equivalente (*proxy*) de paleo-umidade na época e detectar se houveram alterações ao longo da deposição da SSM.

3. JUSTIFICATIVA

A Supersequência Santa Maria é um dos depósitos triássicos mais importantes do mundo, dado sua abundância fossilífera. Entretanto existem ainda muitas dúvidas com relação ao seu modelo deposicional. Mesmo com os trabalhos de Faccini (2000) e Zeffass et al. (2003), o modelo deposicional não está totalmente explicado. A predominância de silte nos depósitos atribuídos a planícies de inundação é motivo de discussão com relação ao modelo deposicional da Sequência I e base da II, podendo, como foi no início do século XX (DU TOIT, 1927; HUENE; STAHLCKER, 1931), ser atribuídos à deposição de loess. A porção

superior da Sequência II (*sensu* ZERFASS et al. 2003), conhecida como Formação Caturrita, foi inicialmente proposta como Membro Caturrita, porção basal da Formação Botucatu (Juro-Cretáceo) por Bortoluzzi (1974) no município de Santa Maria. Foi reposicionada no Triássico por Andreis, Bossi e Montardo (1980) com base em fósseis do município de Candelária. Não está claro se as rochas do Membro Caturrita são as mesmas rochas da Fm. Caturrita; inclusive a primeira tem contato basal discordante e a segunda gradacional, segundo os próprios autores. Além disso, a predominância de fácies de arenitos maciços também é motivo de discussões paleoambientais.

Achados fossilíferos posteriores aos últimos trabalhos realizados (FACCINI, 2000; ZERFASS et al., 2003) e a interpretação dos lineamentos regionais que cortam a área de afloramento da SSM (ABDALA e RIBEIRO, 2003; MELO; ABDALA; SOARES, 2015; DA ROSA e FACCINI, 2005) fornecem a base para novos estudos de correlação bioestratigráfica e estratigráfica. A integração de dados estruturais com os sedimentológicos auxiliou no entendimento do sistema deposicional da Supersequência como um todo, e as variações que ela sofreu ao longo de sua deposição. Além disso, os modelos deposicionais foram revistos à luz de novos conhecimentos sedimentológicos, o que propiciou a proposição um modelo mais consistente com o contexto estrutural e paleontológico da SSM.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A área onde se desenvolveu esta tese de doutorado é a porção central do Rio Grande do Sul, em toda a extensão de afloramento da Supersequência Santa Maria, bem como afloramentos esparsos do Triássico na região do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Foram analisadas fotos aéreas e imagens de satélite para reconhecimento das principais estruturas condicionantes da área de afloramento da SSM. Estes lineamentos foram identificados e digitalizados no programa ArcGis®. As etapas de campo realizadas buscaram evidências destes lineamentos em campo e informações sobre sua movimentação, sempre que possível. O trabalho de campo realizado visou o levantamento de perfis colunares com descrição de fácies (textura, composição, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero), com o objetivo de agrupar em associações de fácies que e propor um modelo deposicional.

O índice de alteração química, calculado a partir da concentração de Ca, Na, K e Al em argilominerais formados durante o intemperismo, transportados e depositados como

lutitos, fornece uma estimativa do intemperismo químico (NESBITT; YOUNG, 1982). O grau de intemperismo químico é inversamente proporcional à concentração de Ca, Na e K e diretamente proporcional à de Al. Desta maneira é possível estimar o grau de lixiviação a que estes sedimentos foram submetidos. As análises químicas de elementos maiores para cálculo do índice de alteração química foram feitas segundo o arcabouço estratigráfico, em lutitos de cada uma das sequências, avaliando se houve mudança de umidade ao longo da deposição da SSM.

As informações paleontológicas foram retiradas da literatura científica por meio de levantamentos bibliográficos.

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 Estratigrafia da Área de Estudo

White (1908) realizou o primeiro estudo geológico, em escala regional, na porção sul da Bacia do Paraná. O autor denominou de “Sistema Santa Catarina” a sucessão das séries “Tubarão”, “Passa Dois” e “São Bento”. Foi atribuída idade permiana para Série Passa Dois pela associação de fósseis (mesossauros, pelecípodes e crustáceos). A Série São Bento foi subdividida em “Camadas Vermelhas do Rio do Rasto”, “Grês de São Bento” e “Rochas Eruptivas da Serra Geral”. A Série São Bento foi classificada como triássica devido à presença de fragmentos fósseis de vertebrados encontrados em Santa Maria, em sedimentos associados com as Camadas Vermelhas do Rio do Rasto, fragmentos esses identificados como *Scaphonyx fischeri* (WOODWARD, 1907), interpretado na época como um dinossauro basal similar aos da Série Karoo da África do Sul. Pela semelhança litológica e faunística, White (1908) propôs uma correlação entre a Bacia do Paraná e a Série Karoo, comentando que este dado corroborava a hipótese de que os dois continentes estariam unidos no Permo-Triássico. Devido à ausência de fósseis e à impossibilidade de datação radiométrica, a Grês de São Bento e os derrames da Serra Geral foram posicionados também no Triássico. Os depósitos sedimentares da Série São Bento foram interpretados como flúvio-lacustres e eólicos.

Uma compartimentação semelhante à de White (1908) foi apresentada por Oliveira (1918), que pela ocorrência da flora *Glossopteris* e de pelecípodes (identificados e datados por Holdhaus, 1918) posiciona as Camadas Vermelhas do Rio do Rasto em Santa Catarina no

Permiano. Em consequência desta nova datação, o limite destas camadas com a Série Passa Dois (abaixo) e com a Grês de São Bento (que teve seu nome alterado para Arenito Botucatu naquele trabalho), passaram a ser considerados discordantes. Em uma nota no trabalho de Holdhaus (1918), Oliveira considerou que a presença do fóssil *Scaphonyx fischeri* indicaria uma possível divisão das Camadas Vermelhas do Rio do Rasto em uma unidade permiana e outra triássica, caso a idade daquele táxon fosse confirmada (Fig. 2).

Reed, em 1928, reexaminou os moluscos fósseis encontrados por Oliveira (1918) e datou-os como triássicos, contrariando a proposta de Holdhaus (1918). Com base nessa reinterpretação paleontológica, os trabalhos de Oliveira (1929, 1930) recolocaram na Série São Bento as Camadas do Rio do Rasto, alterando sua categoria para o nível de Grupo (FACCINI, 1989).

		White (1908)			Oliveira (1918)			Oliveira (1929)
Triássico	Série São Bento	Eruptivas Serra Geral	Série São Bento	Eruptivas Serra Geral	Série São Bento	Eruptivas Serra Geral		
		Grês de São Bento				Arenito Botucatu		
		Camadas Vermelhas do Rio do Rasto				Grupo Rio do Rasto		
Permiano	Série Passa Dois	Calcário Rocinha	Série Rio do Rasto		Série Passa Dois	Calcário Rocinha		
		Xistos cinzentos da Estrada Nova	Calcário Rocinha			Grupo Estrada Nova		
		Xistos pretos Irati	Grupo Irati			Grupo Irati		

Figura 2- Colunas estratigráficas de White (1908) e Oliveira (1918; 1929).

Du Toit (1927) apresentou outra compartimentação para este pacote de sedimentos vermelhos, que iniciaria com o Grupo Estrada Nova, dividido em dois andares: Estrada Nova Inferior (Permiano, segundo a idade da flora *Glossopteris*) e Estrada Nova Superior (Triássico, segundo os moluscos datados por Reed, 1928), sendo ambos separados entre si por uma discordância teórica e apresentando contato superior gradacional com o Grupo Rio do Rasto, embora não tenha deixado claro que parte do pacote representaria este último. O Grupo Estrada Nova foi considerado como estuarino, com ocasionais incursões marinhas, e segundo o autor ainda não estava mapeado no Rio Grande do Sul. Neste trabalho, a porção do Grupo Rio do Rasto que contém vertebrados fósseis foi correlacionada com a Formação Pirambóia em São Paulo. Du Toit correlacionou as Camadas Rio do Rasto com as Camadas Molteno da

África do Sul, e com as bacias de San Juan e Barreal. Ele atribuiu a sedimentação das Camadas Rio do Rasto e Arenito Botucatu a um ambiente desértico relacionado com uma crescente aridez no Triássico. Ele comentou que estes depósitos se parecem muito com o loess quaternário do Pampeano da Argentina, devido à predominância de material róseo e concreções calcáreas, mas por outro lado lembram as camadas Kalahari do Terciário-Quaternário de Botsuana, com areias fluviais e eólicas.

Morais Rego (1930) apresentou pela primeira vez uma subdivisão do Grupo Rio do Rasto em duas porções, ambas de idade triássica. A porção inferior, denominada “Camadas Serrinha”, corresponderiam ao pacote portador dos crustáceos e da Flora *Glossopteris* encontrados a NW de Marechal Mallet (PR) por Oliveira (1918) e estudados por Reed (1928) interpretadas como marinhas. A porção superior foi denominada “Camadas Santa Maria”, aflorante apenas no Rio Grande do Sul, de origem continental e contendo os fósseis de vertebrados descritos por Woodward (1907).

Huene e Stahlecker (1931), a partir das observações realizadas em Santa Maria, São Pedro do Sul e Santa Cruz do Sul, dividiram as “Camadas Vermelhas do Rio do Rasto” em dois membros: um inferior afossilífero e outro superior fossilífero, com plantas na base e tetrápodes e crustáceos no topo. Neste trabalho os autores mencionaram a origem da sedimentação triássica como flúvio-eólica, dividida entre argilas e arenitos estratificados, interpretados como de origem fluvial, e em argilas maciças fossilíferas ricas em partículas carbonáticas. Estas concreções foram novamente comparadas às que ocorrem nos depósitos de loess. Segundo os autores, a grande quantidade de poeira indicaria a existência de uma vasta planície, coberta de terra vermelha, que em parte foi sedimentada em condições de fluxo temporário de água, gerando a argila estratificada, e parte em condições secas, gerando argilas maciças. Eles comentaram que, apesar dos sedimentos parecerem homogêneos, provavelmente ocorreu mudanças importantes na paisagem. Novamente compararam as Camadas Vermelhas do Rio do Rasto no RS com trechos do Kalahari.

Mendes (1945) apontou problemas no trabalho de Reed (1928), indicando que os crustáceos referidos por aquele autor poderiam ser realmente permianos, como proposto por Holdhaus (1918). Como não havia mais correlação entre as porções superior e inferior das Camadas Vermelhas, Gordon Jr. (1947) desvinculou as “Camadas Santa Maria” das Camadas Vermelhas do Rio do Rasto, propondo a Formação Santa Maria e a Formação Rio do Rasto, sendo que a última foi incluída no Grupo Passa Dois. A Fm. Santa Maria, triássica, com base

na paleoherpetofauna, foi descrita como discordante das camadas sob- e sobrejacentes. O mesmo autor também dividiu a Fm. Santa Maria em três partes, a partir de critérios faciográficos. A parte mais basal era constituída por folhelhos recobertos por arenitos feldspáticos e conglomerados; a intermediária, por argilas vermelhas com “esparcos leitões lenticulares de calcário” e ocorrência de tetrápodes fósseis; e a superior, por intercalações de arenitos fluviais e folhelhos argilosos (fig. 3).

Du Toit (1927)		Morais Rego (1930)		Huene & Stahlecker (1931)		Gordon Jr (1947)	
Triássico	Série São Bento	Eruptivas Serra Geral	Eruptivas Serra Geral	Eruptivas Serra Geral	Arenito Botucatu	Arenito Botucatu	
		Arenito Botucatu	Arenito Botucatu				
		Grupo Rio do Rasto	Camadas Santa Maria	Camadas Verm. R. R.	Fossilífero	Formação Santa Maria	
			Gr Rio do Rasto		Afossilífero		
Permiano	Série Passa Dois	Grupo Estada Nova Superior	Camadas Terezina	Série Passa Dois	Grupo Estada Nova Superior	Formação Rio do Rasto	
		Grupo Estada Nova Inferior	Grupo Estada Nova		Grupo Estada Nova Inferior		
		Grupo Irati	Grupo Irati		Grupo Irati	Grupo Estada Nova	






	Loess/Deserto		Continental		Marinho		Fluvial		Planície de inundação
--	---------------	--	-------------	--	---------	--	---------	---	-----------------------

Figura 3- Colunas estratigráficas de Du Toit (1927), Morais Rego (1930), Huene e Stahlecker (1931) e Gordon Jr (1947) com suas interpretações de ambiente deposicional.

Maack (1947) deixou claro que a Fm. Santa Maria não ocorre nos Estados de Santa Catarina e Paraná. Portanto, naqueles Estados, haveria uma grande discordância erosiva entre as Formações Rio do Rasto e Botucatu.

Beurlen et al. (1955), através de observações das lito- e biofácies das Formações Santa Maria e Botucatu, chegaram a duas possíveis interpretações para a gênese dos depósitos de Santa Maria: 1) a formação representaria um horizonte estratigráfico autônomo, formada em um ambiente semi-árido, com alternância de estações secas e chuvosas, antes de um extremo árido no qual o Arenito Botucatu se depositou; 2) a Formação não seria um horizonte estratigraficamente autônomo, mas uma fácies local de zona úmida, como um oásis em uma região de clima árido, representado pelo Arenito Botucatu.

Sanfords e Lange (1960) apresentaram uma síntese dos trabalhos anteriores. O Grupo Rio do Rasto foi mantido no Permiano e a Formação Santa Maria, que ocorreria apenas na porção sul da Bacia do Paraná, passou a ser correlacionada nas porções central e norte da

bacia com as formações Botucatu e Pirambóia, ocorrendo sobreposta discordantemente sobre o Grupo Rio do Rasto.

Delaney e Goñi (1963) dividiram a Fm. Santa Maria em duas porções. O nível inferior seria composto por arenitos finos a conglomeráticos, correlacionável com o Arenito Buena Vista do Uruguai. O nível superior seria caracterizado por folhelhos calcíferos vermelhos e arenitos com estratificações cruzadas portadores de répteis fósseis e vegetais da Flora *Dicroidium*. Os autores interpretaram a Fm. Santa Maria como oriunda de deposição flúvio-lacustre em clima úmido e quente, e destacaram a ocorrência da Fm. Santa Maria superior exclusivamente no Rio Grande do Sul.

Em 1967, Bortoluzzi e Barberena subdividiram a Fm. Santa Maria *sensu* Gordon Jr. (1947) usando critérios fossilíferos. Desse modo, foi proposto um Membro Santa Maria Inferior, que consistia, na base, em arenitos fluviais com intercalações de siltito laminado (contendo a flora *Thinnfeldia-Dicroidium*), recobertos por um nível de argilito maciço e afossilífero. Já o Membro Santa Maria Superior apresentaria, da base para o topo, um nível de argilito síltico com fósseis de tecodontes, rincossauros e cinodontes, um nível de arenito síltico com concreções calcárias, além de fósseis de rincossauros e cinodontes e um nível de argilito e arenito intercalados, com troncos silicificados. Observa-se, no trabalho em questão, que os autores associaram a ocorrência de concreções calcárias a apenas alguns níveis dentro do pacote, caracterizados por uma paleofauna específica. Naquele trabalho, a Formação Santa Maria é interpretada como de origem flúvio-lacustre.

Na década de 60 a Fm. Serra Geral foi datada radiometricamente e posicionada no Eo-Meso-Cretáceo. A partir disso, Northfleet *et al.* (1969), devido a intercalação dos depósitos eólicos com as rochas vulcânicas, atribuíram uma idade juro-cretácea para o Arenito Botucatu. Em consequência, o intervalo triássico fora do Rio Grande do Sul passou a ser representado pela Formação Pirambóia.

Gamermann (1973) erigiu a Formação Rosário do Sul para redefinir o pacote de rochas sedimentares que ocorrem no RS discordantemente entre as Formações Estrada Nova e Botucatu. Ele propôs que Formação Rio do Rasto não ocorreria no Rio Grande do Sul. A Formação Rosário do Sul apresentaria duas fácies: a mais basal, camada Fácies Fluvial, interpretada como planície de inundação, sobreposta por rochas de origem lacustre chamada Fácies Santa Maria. Estas estariam separadas por características mais bio- do que litoestratigráficas, sendo a segunda fácies fossilífera (Fig. 4).

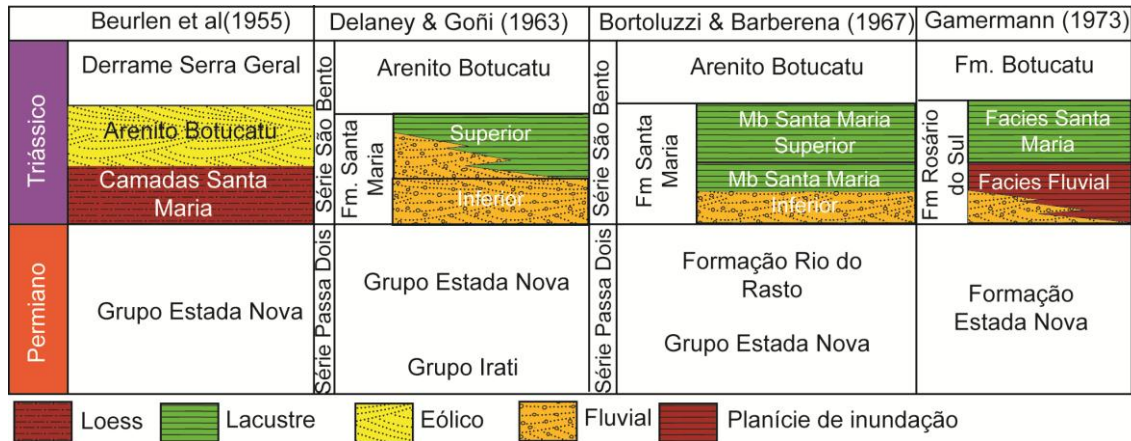


Figura 4- Colunas estratigráficas de Beurlen et al. (1955), Delaney e Goñi (1963), Bortoluzzi e Barberena (1967) e Gamermann (1973) com suas interpretações de ambiente deposicional.

Schneider *et al.* (1974) fez um amplo trabalho englobando a Bacia do Paraná, utilizando dados de mapeamento, bioestratigrafia e correlação de poços. A coluna estratigráfica proposta por aquele trabalho era muito similar à proposta por Gordon Jr (1947), com a diferença que manteve a Formação Rosário do Sul como única representante do Triássico na Bacia do Paraná (FACCINI, 2000).

Bortoluzzi (1974) dividiu a Formação Rosário do Sul (*sensu* SCHNEIDER *et al.*, 1974) em duas unidades litoestratigráficas: a Fm. Rosário do Sul *sensu stricto*, basal, de composição arenítica de origem fluvial, e a Fm. Santa Maria, dividida em dois membros, Passo das Tropas e Alemoa. O Membro Passo das Tropas consistiria em arenitos conglomeráticos com camadas silticas intercaladas, contendo fósseis da flora *Dicroidium* e conchostráceos. O Membro Alemoa, por sua vez, era constituído por siltitos argilosos maciços, ricos em fósseis de tetrápodes, interpretados como um sistema lacustre. Acima da Formação Santa Maria, em contato discordante, ocorria arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada comum, com troncos silicificados, intercalado com siltitos. Este pacote, de origem fluvial, foi considerado pelo autor como sendo a porção basal da Formação Botucatu, sendo nomeado como Membro Caturrita.

Andreis *et al.* (1980) propuseram uma nova coluna para o Triássico do RS, incluindo duas principais mudanças. Primeiramente, foi proposta a redefinição da Fm. Rosário do Sul *sensu* Gamermann (1973), que foi elevada à categoria de Grupo. Dentro deste, os autores erigiram o termo Formação Sanga do Cabral, que corresponderia à Fm. Rosário do Sul *sensu stricto* de Bortoluzzi (1974). Além disso, apesar de frisar a inexistência de rochas fossilíferas

na região estudada, estes autores propuseram a elevação do Membro Caturrita à categoria de Formação, desvinculando-o da Formação Botucatu e inserindo-a no Triássico Superior, sobreposta a Fm. Santa Maria. Naquele trabalho os autores resgataram a interpretação dos primeiros trabalhos e interpretaram o Membro Alemoa da Formação Santa Maria como um paleoloess acumulado em uma planície com vegetação de pequeno porte. A Formação Caturrita foi interpretada como depósitos de sistemas fluviais meandringes (Fig. 5).

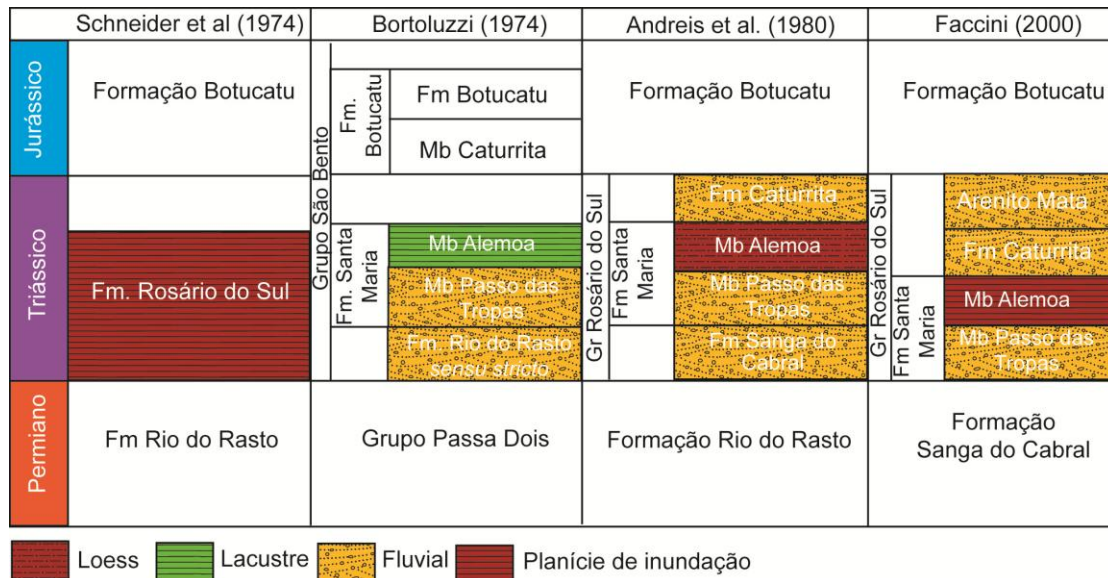


Figura 5- Colunas estratigráficas de Schneider et al. (1974), Bortoluzzi (1974), Andreis, Bossi e Montardo (1980) e Faccini (2000) com suas interpretações de ambiente deposicional.

Com o intuito de refinar os dados de cronocorrelação para o Permo-Triássico da Bacia do Paraná, Barberena *et al.* (1985) utilizaram o conceito de Faunas-Locais (SIMPSOM, 1971). Duas dessas Faunas-Locais seriam permianas, enquanto as quatro restantes seriam triássicas e ocorreriam dentro do Grupo Rosário do Sul proposto por Andreis *et al.* (1980). Neste último, a Fauna-Local de Catuçaba ocorreria na Formação Sanga do Cabral, as Faunas-Locais de Chiniquá e Alemoa na Formação Santa Maria, e a Fauna-Local de Botucaraí na Formação Caturrita.

Faccini (1989) propôs o estudo do arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná com base na estratigrafia de seqüências, dividindo o pacote do Neopermiano-Eocretáceo em quatro seqüências deposicionais, numeradas de I a IV, da base para o topo. A seqüência I compreendia a Fm. Sanga do Cabral (Eotriássico), na base em contato gradacional com a Fm. Rio do Rasto e equivalência sedimentológica e temporal com a Fm. Pirambóia, que ocorreria

ao norte do RS. A Fm. Santa Maria foi inserida na Sequência II, caracterizada pela presença de pelitos subaquosos vermelhos contendo uma rica paleofauna de vertebrados, interdigitados, na base e no topo, com sedimentos arenosos, esbranquiçados, de origem fluvial. Essa sequência abrangeria toda a Formação Santa Maria e a parte basal da Formação Caturrita (*sensu* ANDREIS; BOSSI; MONTARDO, 1980). A sequência III englobava os “Arenitos Mata” (que corresponderiam aos níveis com troncos fósseis que Bortoluzzi, 1974 inseria na parte inferior da Fm. Botucatu, sob a denominação de Membro Caturrita), com arenitos quartzosos e esbranquiçados, fluviais, contendo troncos silicificados. Finalmente, a sequência IV correspondia à Fm. Botucatu, contendo arenitos eólicos com grandes estratificações cruzadas.

Milani (1997) faz um extensivo trabalho ao longo de toda a Bacia do Paraná, propondo sequências deposicionais de 2ª ordem para subdividir todo o preenchimento da bacia. As rochas correspondentes à Formação Santa Maria e Caturrita foram englobadas na Sequência Gondwana II.

Em 2000, em sua tese de doutorado, Faccini fez um extensivo trabalho de revisão dos sistemas deposicionais do Grupo Rosário do Sul. Para a Formação Santa Maria, interpretou o Membro Passo das Tropas como canais amalgamados (*multistorey*) de rios entrelaçados perenes. O Membro Alemoa foi interpretado como extensas planícies de inundação com corpos lacustres efêmeros e feições pedogenéticas. Por fim, a Formação Caturrita foi interpretada como rios anastomosados com planícies de inundação e depósitos deltaicos associados.

Zerfass *et al.* (2003) publicaram uma proposta de estratigrafia de sequências para o Grupo Rosário do Sul. Naquele trabalho os autores dividiram o pacote triássico do RS em três sequências deposicionais de terceira ordem, com base em discordâncias regionais e datação bioestratigráfica. A Supersequência Santa Maria foi correlacionada à Sequência Gondwana II de Milani (1997), e dividida em três sequências, Santa Maria I, II, e III, de idades ladiniana, carniana e rética, respectivamente. Zerfass *et al.* (2003) propuseram que o Membro Passo das Tropas da Fm. Santa Maria ocorre na base de todas as sequências, sendo depositado por rios entrelaçados que responderiam a movimentações tectônicas na borda na bacia como um trato de sistemas de nível baixo. Estas rochas são sobrepostas pelos siltitos maciços e laminados do Membro Alemoa, interpretados como lagos rasos temporários que representariam o trato de sistemas transgressivo. A Sequência Santa Maria I (SSMI) não teria trato de sistemas de nível

alto. Já a Sequência Santa Maria II (SSMII) teria os tratos de nível baixo e transgressivo interpretados de maneira similar à SSMI, mas também o trato de sistemas de nível alto preservado, correspondendo, litoestratigraficamente, à Formação Caturrita (*sensu* ANDREIS BOSSI; MONTARDO, 1980) (Fig. 6). Naquele trabalho este trato de sistemas foi interpretado como composto por depósitos flúvio-lacustres, substituídos no topo por um sistema fluvial. Por fim, a Sequência Santa Maria III corresponderia à unidade informal denominada Arenito Mata, interpretada como produto da deposição de rios entrelaçados de alta energia com abundantes fragmentos de troncos.

		Faccini (2000)	Faccini (1989)	Zerfass et al (2003)	
Jurássico	Fm Botucatu		Sequência Depositional IV	Fm Botucatu	
Triássico	Gr Rosário do Sul	Arenito Mata	Sequência Depositional III	Supersequência Santa Maria	Sequência Santa Maria III
		Fm Caturrita			
	Fm Santa Maria	Mb Alemoa	Sequência Depositional II		Sequência Santa Maria II
		Mb Passo das Tropas			Sequência Santa Maria I
Permiano	Formação Sanga do Cabral		Sequência Depositional I	Sequência Sanga do Cabral	
	Formação Rio do Rasto			Formação Rio do Rasto	

Figura 6- Coluna estratigráfica de Faccini (2000) e as propostas de estratigrafia de sequências de Faccini (1989) e Zerfass et al.(2003).

A atribuição de idades para o pacote triássico da Bacia do Paraná sempre foi realizada a partir de correlações bioestratigráficas com faunas de outros locais do Gondwana, como a Argentina, África do Sul e mais recentemente, Madagascar. Os trabalhos pioneiros de Barberena, em 1977 e 1985, iniciaram o estabelecimento do arcabouço cronológico para a Formação Santa Maria. Trabalhos posteriores como Araújo (1982), Schultz e Azevedo (1990), Azevedo e Schultz (1990). Lavina (1992), Barberena *et al.*(1993), Scherer (1994), Schultz (1995), Rubert e Schultz (2004), Schultz *et al.* (2000) e Soares, Schultz e Horn (2011) refinaram este arcabouço, que é utilizado até hoje (fig.7).

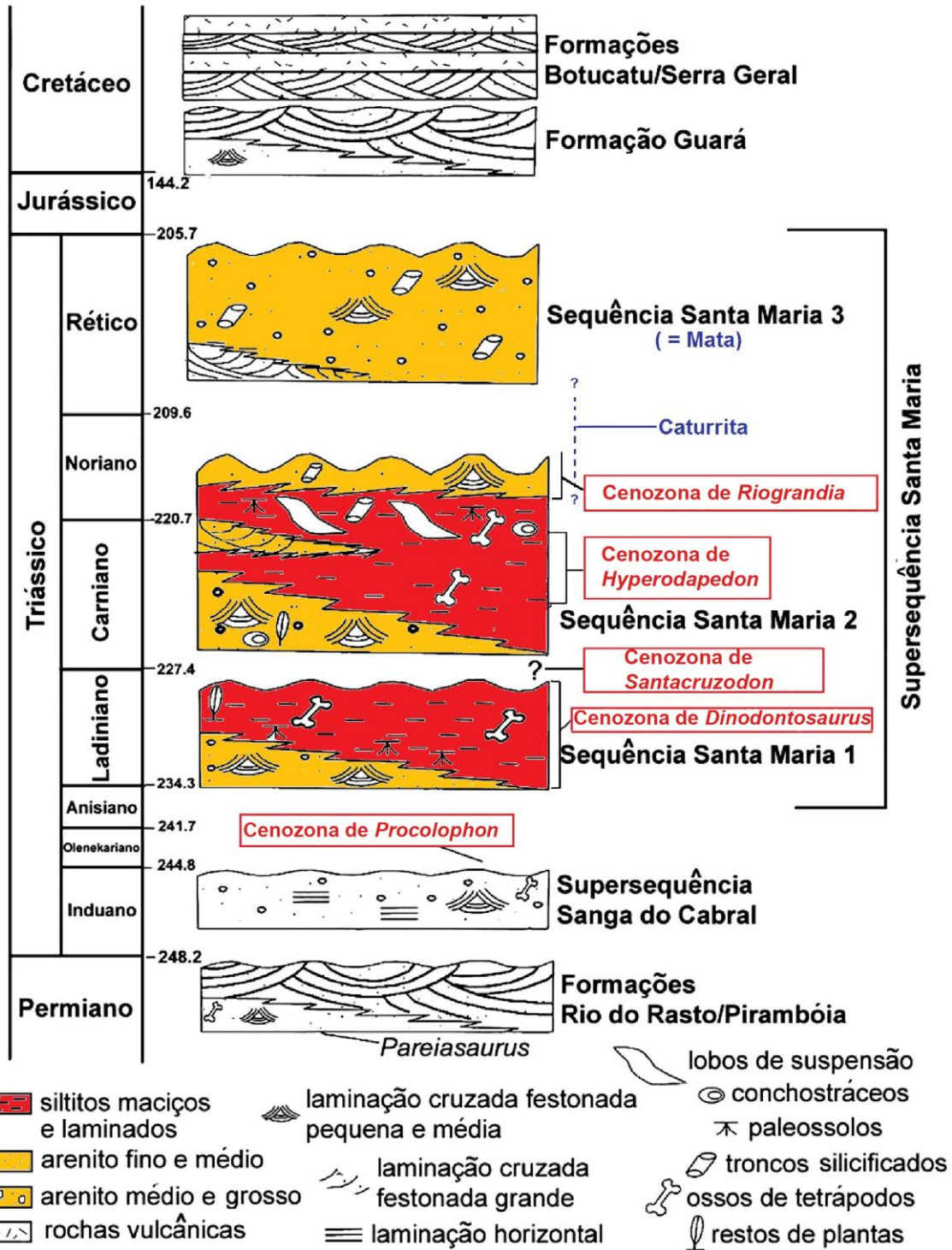


Figura 7- Coluna estratigráfica de Zerfass et al. (2003) com suas biozonas correlatas, segundo Soares, Schultz e Horn, (2011).

5.2 Sedimentação aluvial em ambientes áridos e semi-áridos

A água é um dos principais controles na produção, dispersão e deposição de sedimentos terrígenos continentais, através da taxa de precipitação, escoamento superficial em canais fluviais e inundação das áreas fora dos canais. Tanto a quantidade quanto a distribuição da precipitação são fatores climáticos que têm uma importante influência na sedimentação. A temperatura é importante como controle do estado físico da água, determinando também os processos que ocorrem durante a eodiagênese. Os dois fatores mais importantes (temperatura e precipitação) são controlados pelo clima. A velocidade das reações químicas duplica a cada vez que a temperatura aumenta 10°C, aproximadamente (POMEROL *et al.* 2013). A circulação de água é o principal controle da intensidade da alteração, pois ela permite a manutenção de um ambiente subsaturado e uma lixiviação constante (POMEROL *et al.* 2013).

Precipitação e temperatura controlam a quantidade e o tipo de vegetação, que influencia os estilos deposicionais nos canais e fora deles, e, através de processos bioquímicos, o tipo de intemperismo e erosão nas áreas fonte (MIALL, 1996). A precipitação é um componente altamente zonal, que pode ser afetado mais intensamente pela presença de cadeias de montanhas do que pela circulação atmosférica global. Evaporação é controlada pela temperatura e umidade relativa do ar. Como a temperatura é altamente dependente da latitude, a evaporação segue o mesmo padrão geral. Atualmente, a evaporação aumenta nas zonas subtropicais, longe do Equador e diminui novamente nos pólos (PARRISH, 1998).

Climas áridos e semi-áridos descrevem regiões onde a precipitação é menor que a evaporação. Em climas áridos, a precipitação é baixa demais para sustentar vegetação, ou ocorrem apenas pequenas quantidades de vegetação especializada. Uma área árida normalmente recebe menos que 250 mm de precipitação anual, e em alguns anos tem precipitação zero. Nestes climas, o intemperismo químico é insignificante, e os processos físicos dominam. Processos eólicos são comuns e a deposição de minerais evaporíticos pode ser abundante, proveniente do nível freático, *playas* e lagunas costeiras.

Climas semi-áridos são regiões onde a precipitação é menor que a evaporação, mas numa razão menor, sendo suficiente para sustentar vegetação de pequeno porte ou arbustiva. Estas regiões têm um nível freático baixo, mas precipitação suficiente de estações chuvosas sazonais ou monsonais para gerar solos e intemperismo oxidante, formando *red beds* em

baixa profundidade. O regime de precipitação é normalmente “relâmpago”, com uma grande propensão para formação de inundações e ocorrência de fluxos hiperconcentrados e fluxos de detritos (LEEDER, 1999). A decomposição química é ativa somente depois da chuva e leva a uma desagregação granular. O calor e a variação de temperatura facilitam a desagregação por expansão.

O principal controlador das zonas climáticas é a circulação atmosférica (RUDDIMAN, 2001). Atualmente, climas áridos e semi-áridos estão situados na zona subtropical (fig. 8), onde o ar seco descendente remove a umidade e aquece o ar, formando zonas de alta pressão (fig. 9).

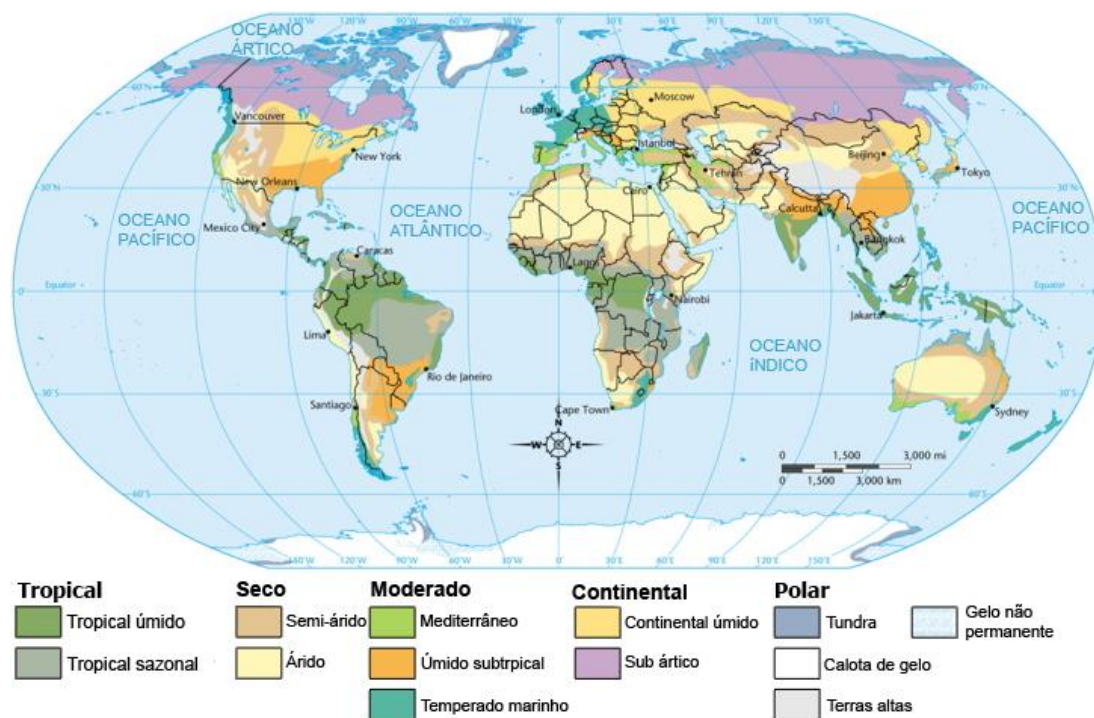


Figura 8- Mapa do mundo no Holoceno com as zonas climáticas. Modificado de commons.wikimedia.org.

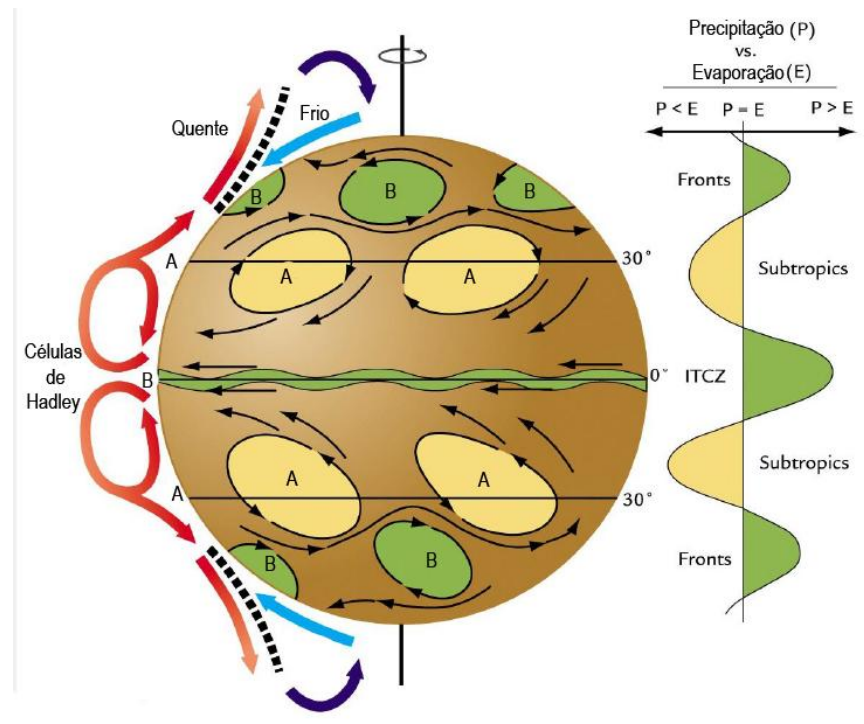


Figura 9- Principais direções de vento e localização das células de alta (A) e baixa (B) pressão no Holoceno. Modificado de RUDDIMAN (2001).

Outros fatores que controlam a circulação de umidade no planeta são a distribuição de terra/mar e a distribuição de cadeias de montanhas (RUDDIMAN, 2001). A distribuição de terra/mar afeta a distribuição de calor na atmosfera devido à diferença na capacidade calorífica entre terra e mar, de maneira que afeta o posicionamento dos centros de alta e baixa pressão e, por conseguinte, a direção dos ventos. Quando uma região se encontra a grande distância do mar, a umidade não chega, porque precipita antes, ocasionando áreas de climas mais seco. A distribuição das cadeias de montanhas afeta a circulação porque isola áreas atrás da cadeia de montanha, especialmente quando estas estão orientadas norte-sul. As nuvens, para passar por locais de grande altitude, têm que ascender, e ao fazê-lo a umidade nelas contidas precipita na porção mais próxima ao mar; quando os ventos descendem secos do outro lado, cria-se uma região de sombra de umidade (fig. 10). Existem vários desertos (*e.g.* desertos chineses e mongóis) que são fruto a interação de continentalidade com sombra orogênica.

Neste exame de qualificação será apresentado o estado da arte sobre sedimentação aluvial e lacustre em climas áridos e semi-áridos. A estrutura do mesmo inicia com aspectos gerais dos sistemas aluviais e lacustres, passando para aspectos específicos dos sistemas em climas quentes e secos e por fim, trata-se de estudos de casos atuais e no registro sedimentar.

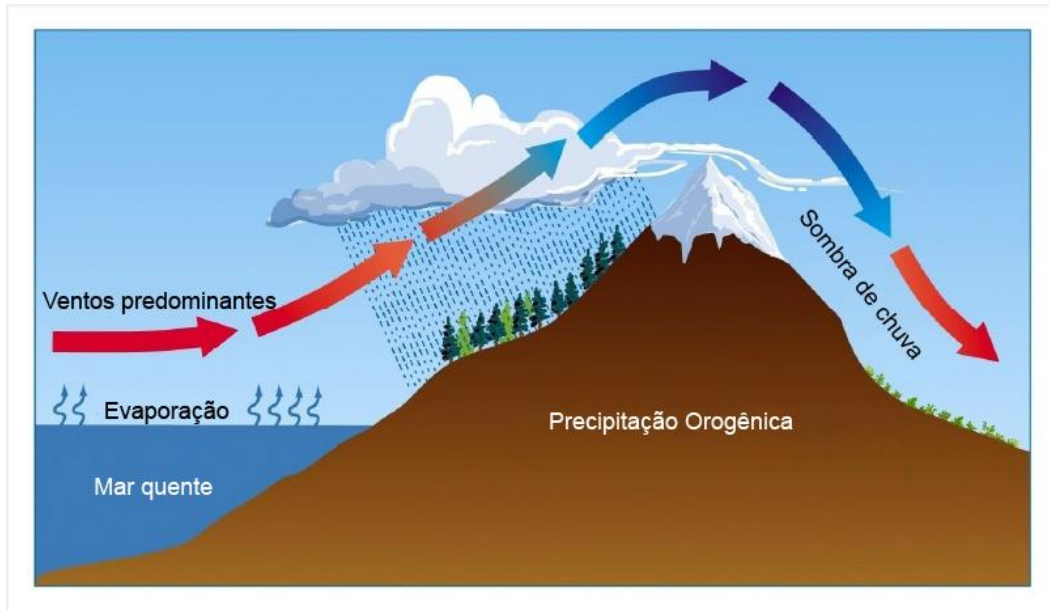


Figura 10- Principais causas da precipitação orogênica e dos desertos de sombra. Modificado de RUDDIMAN (2001).

Sistemas Aluviais

Leques Aluviais

Leques aluviais são sistemas fluviais que possuem uma característica geomorfológica própria, sendo formado por sedimentos inconsolidados com a forma de um leque aberto ou um segmento de cone, depositados por correntes (especialmente em regiões semiáridas) em um local onde um vale montanhoso se encontra com um vale plano ou largo, ou em qualquer local em que a constrição no vale subitamente cessa ou o gradiente diminui (BATES; JACKSON, 1987). O leque tipicamente é mais alto na boca do vale, onde o seu ápice aponta à montante, e o gradiente diminui à jusante. Miall (1991) acrescenta que este termo pode ser usado para qualquer sistema não marinho e não lacustre, sendo que nos casos em que leques progradam diretamente sobre corpos de água, devem-se usar a terminologia de fan deltas. Os leques se formam, em geral, em um contexto de tectônica ativa. A inclinação dos mesmos é bastante regular (3° a 6°), e as inclinações maiores são observadas em climas secos (fig. 11).

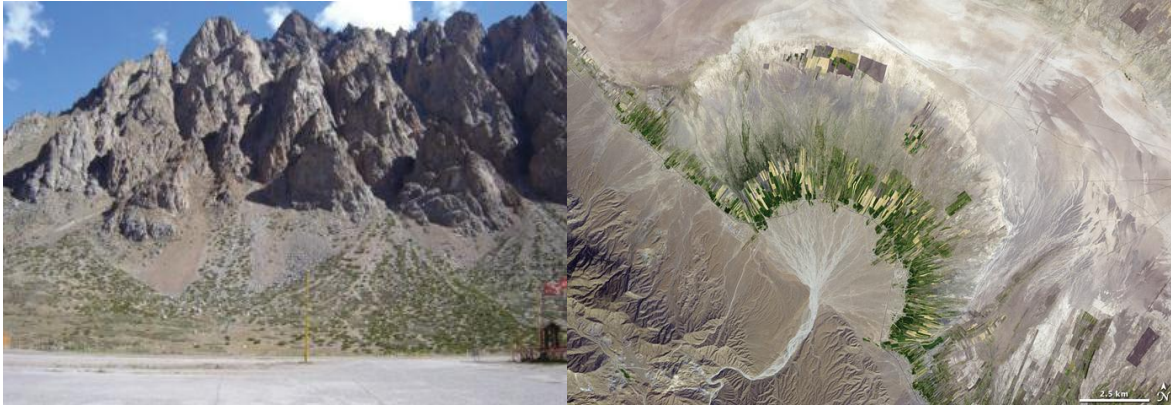


Figura 11- Exemplos de leques aluviais. À esquerda um leque dominado por fluxos gravitacionais, e à direita, por processos fluviais.

A definição de leques não implica em fácies nem dimensões específicas. Podem existir leques pequenos dominados por conglomerados, onde os processos gravitacionais são importantes, assim como leques arenosos depositados por correntes entrelaçadas, ou leques gigantes onde a porção proximal é caracterizada pela presença de blocos e a distal por silte e argila, a 140 km da área fonte (MIALL, 1996), além de sistemas áridos finos que geram leques terminais, depositados por fluxos efêmeros que percolam e se dissipam em suas porções mais distais (FISHER *et al.* 2007; NICHOLS; FISHER, 2007).

Stanistreet e McCarthy (1993) propuseram uma classificação triangular para os tipos de leques aluviais, com base na variação de predominância de três principais processos: fluxos de gravidade, entrelaçamento e formação de meandros (fig.11). Os processos dominantes vão depender da natureza da área fonte, clima e proporções do leque. O leque dominado por fluxos gravitacionais, considerado com “leque verdadeiro”, em geral é pequeno, com menos de 10 km de raio, e declive alto. São particularmente comuns em climas áridos (e.g. Leques do *Death Valley*, figura 12). Os outros dois tipos de leques aluviais são o entrelaçado, e meandrante de baixa sinuosidade (*losimean fan*) (STANISTREET; MCCARTHY, 1993). Ambos são dominados por processos deposicionais fluviais idênticos aos que ocorrem nos respectivos rios. Leques como o Kosi (fig.12) têm declividade menor e são dominados por processos fluviais meandrantés, que não têm relação com soerguimento de áreas cratônicas na sua origem. Os leques similares ao Okavango, classificados como *losimean fan*, ocorrem em condições de menor aridez, maior disponibilidade de água e maior vegetação (fig. 13).

Os aspectos geométricos dos leques são bastante distintos dos rios, pois eles se expandem do ápice para todas as direções possíveis, em um raio de 180°. Leque aluviais possuem declividades entre 1,5° e 25°. A forma semi-cônica dos leques aluviais é a responsável pelo padrão radial de paleocorrentes dos leques aluviais, fato que permite sua distinção (BLAIR; MCPHERSON, 1994).

Alguns depósitos de leques aluviais no registro são marcados não somente por uma diminuição do tamanho de grão à jusante, mas também pelo decréscimo na escala de canais e por uma transição distal para uma planície de inundação ou depósitos lacustres (NICHOLS; FISHER, 2007).

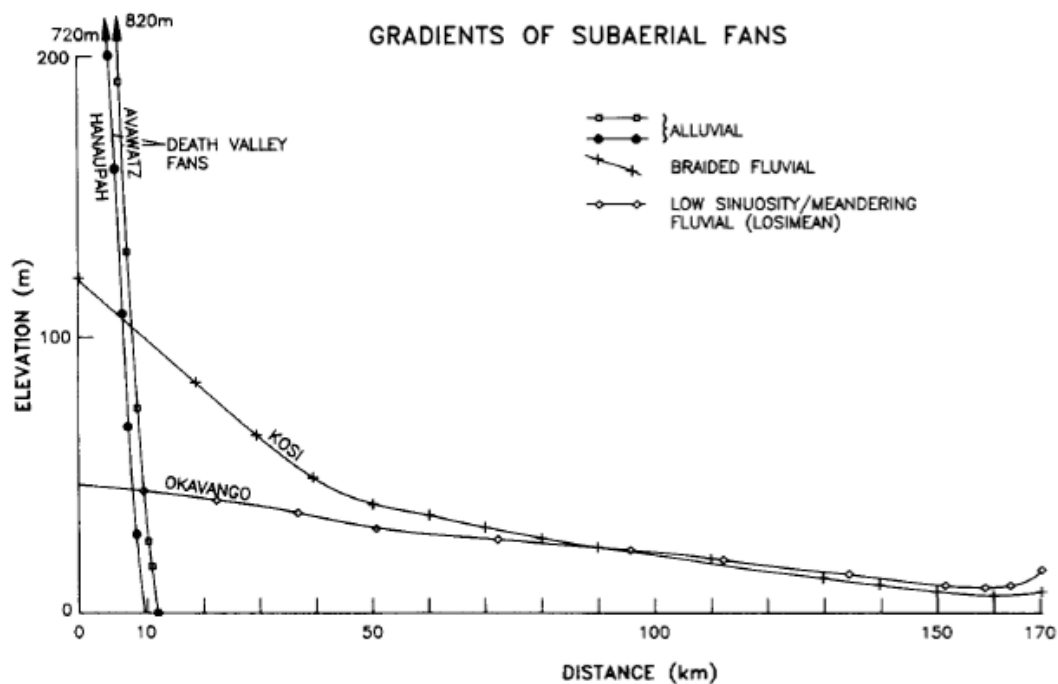


Figura 12-Figura mostrando diferenças de gradientes em leques aluviais atuais. Modificado de STANISTREET; MCCARTHY (1993).

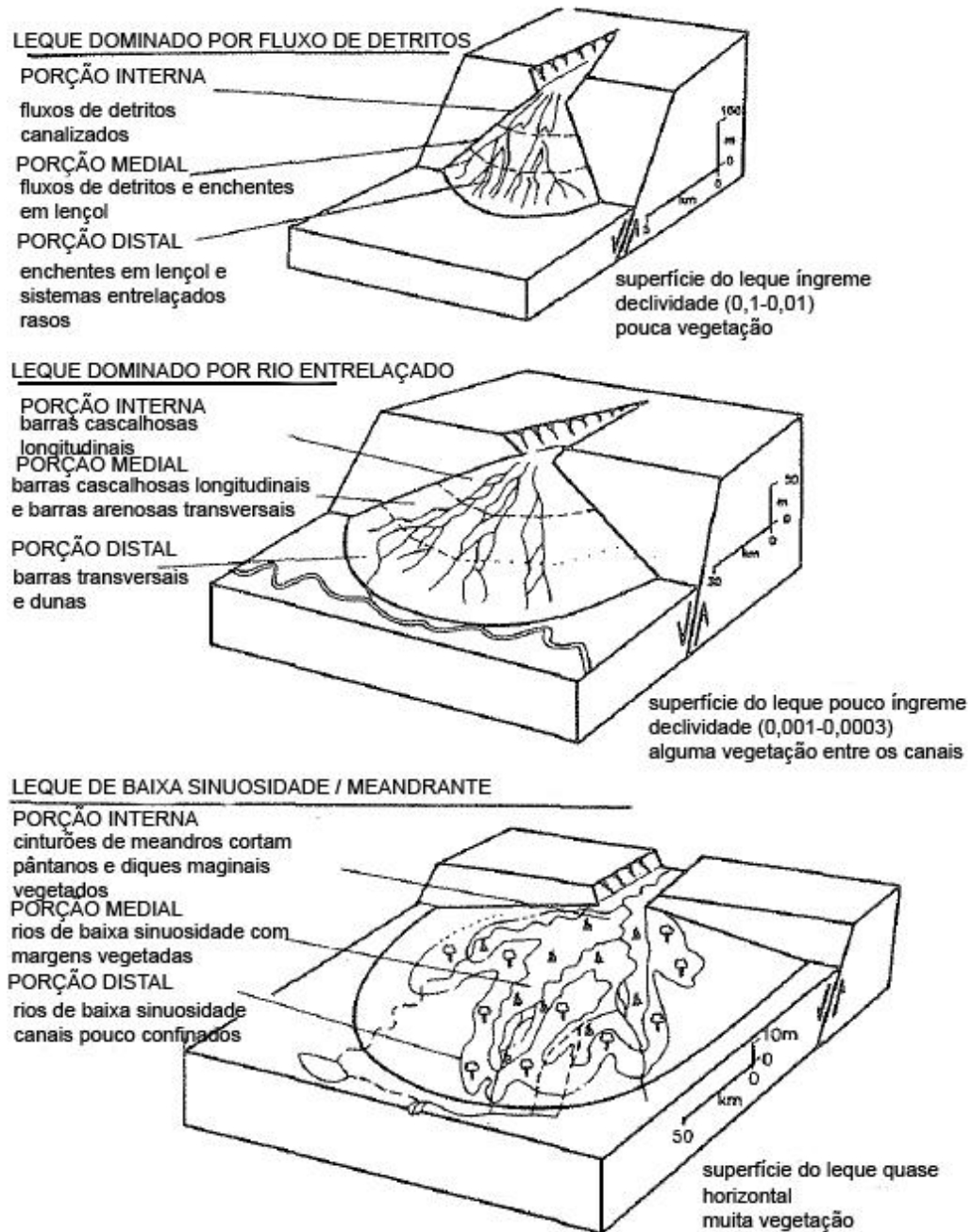


Figura 13- Classificação dos leques segundo Stanistreet e McCarthy (1993). Modificado de STANISTREET; MCCARTHY (1993).

Deltas são definidos como feições subaéreas e suas extensões subaquosas construídas diretamente ou em associação por rios no ponto no qual eles entram em um corpo aquoso estável (BATTHACHARYA, 2006). Deltas são fundamentalmente prográdantes e devem ser, em algum grau, influenciados por rios. São estruturas regressivas, pois geram uma sucessão de fácies que resulta em um padrão de empilhamento de clinofórmata.

A morfologia do delta vai depender tanto de características da área-fonte (como regime tectônico, relevo e clima) como dos processos bacinais atuantes na foz do rio (ação de ondas e marés) (COLEMAN; WRIGHT, 1975). Os deltas podem ser divididos em três variedades (BATES, 1953): 1) deltas onde a densidade do meio transportador é menor que a do receptor, chamados hipopícnais; 2) deltas nos quais a densidade do meio transportador é similar a do receptor, chamados homopícnais ou tipo “Gilbert” e 3) deltas nos quais a densidade do meio transportador é maior que a do receptor, chamados hiperpícnais.

Os deltas também podem ser classificados de acordo com a interação dos processos fluviais com os de onda e de maré, gerando a classificação de Galloway (1975), nos quais os deltas são divididos em três. Deltas dominados por rios têm normalmente geometria lobada ou digitada, enquanto dominados por ondas têm lobos mais sutis que arqueiam, gerando margens cuspidadas. Os processos de maré tendem a gerar depósitos paralelos as direções de correntes de maré. Segundo Batthacharya (2006), é normal os autores forçarem o encaixe em algum dos membros finais, mas a maioria dos deltas possui uma morfologia mista entre os vários tipos.

Historicamente os deltas marinhos são classificados como hipopícnais, pois a densidade da água salgada é maior que de água doce. Neste caso, a água doce se desloca acima da água salgada, como uma pluma que flutua. Em rios que a descarga varia muito ao longo do ano, a densidade da corrente também é variável, o que pode gerar, momentaneamente, fluxos hiperpícnais (BATTHACHARYA, 2006). Este tipo de fluxo pode se manter em movimento como correntes de densidade, gerando depósitos semelhantes às correntes de turbidez (MUTTI *et al*, 2003). Condições homopícnais são as menos comuns, pois basta uma pequena diferença de densidade para o fluxo tornar-se hiper- ou hipopícnal. Nos deltas lacustres, os fluxos hiperpícnais são os mais comuns.

Deltas têm três porções bem definidas: a planície deltaica, onde predominam os processos fluviais e climáticos; a frente deltaica, que é subaquosa e arenosa, podendo ser retrabalhada pelos processos bacinais; e o prodelta, composto por sedimentos finos, já na porção profunda do lago ou oceano.

Na porção da planície deltaica dominam os canais distributários, e podem incluir uma ampla série de ambientes não-marinhos a salobros, como pântanos, lagunas, e baías interdistributárias. Nas frentes deltaicas, a granulometria predominante areia e cascalho, mas lama pode estar presente. Em frentes deltaicas dominadas por rios, estes depósitos são constituídos basicamente por barras de desembocadura coalescentes. Em frentes dominadas

por ondas, podem ocorrer depósitos de *shoreface*, como heterolitos, e nos dominados por marés, consistem em barras retrabalhadas por marés e têm filmes de lama nas estratificações (BATTHACHARYA, 2006). Por fim, o prodelta é onde a fração mais fina se deposita através de suspensão ou fluxos hiperpicnais formados por correntes de alta densidade provocadas por ondas.

Leques aluviais e deltas em climas áridos e semi-áridos

Em climas áridos ou semi-áridos os leques tendem a ser mais desenvolvidos, em forma de cone com perfil longitudinal côncavo e perfil transversal convexo (BLAIR; MCPHERSON, 1994). A descarga fluvial pode ser na forma de correntes em lençol ou fluxos gravitacionais não canalizados, mas como são formados a partir de um ponto, formam um sistema com geometria em leque. A morfologia dos leques formados por fluxos gravitacionais é semicônica, resultado da predominância de fluxos gravitacionais (BLAIR; MCPHERSON, 1994).

Os leques são formados por depósitos de fluxo de detritos, correntes entrelaçadas e inundações em lençol, mas as proporções entre estes processos variam em cada caso. Depósitos de fluxo de detritos podem formar lobos com vários metros de espessura, ou formar lençóis finos subparalelos a superfície do leque. Fluxos sucessivos podem ocupar diferentes áreas da superfície do leque, de maneira que os depósitos podem se interdigitar ou coalescer lateralmente (GALLOWAY; HOBDDAY, 1996).

A porção mais proximal dos leques é formada por conglomerados matriz-suportados, conglomerados clasto-suportados, em geral maciços, devido à predominância de processos gravitacionais. Em leques com predominância de correntes trativas, podem ocorrer conglomerados estratificados. A porção média é normalmente dominada por processos trativos, gerando arenitos grossos a médios, com estratificação cruzada acanalada, estratificação plano-paralela, por vezes conglomeráticos. A faciologia da porção distal é variável, por depender do contexto climático e da interação com os sistemas deposicionais adjacentes. Depósitos arenosos distais dos leques mostram estratificação planar e cruzada, além de marcas onduladas unidirecionais. Depósitos de inundações em lençol distais compreendem areias com laminação plano-paralela. Estes depósitos mostram uma característica associação de estruturas de regime de fluxo superior, principalmente camadas planares, podendo incluir também formas de antiduna ondulada, juntamente com marcas onduladas de fluxo oscilatório representando retrabalhamento subsequente. Cada evento de

enchente deposita uma sequencia de dezenas de centímetros de espessura, constituída por areias conglomeráticas sobrepostas por areias laminadas e areias mais finas com marcas onduladas (MIALL, 1996). Lobos secundários situados mais distais lateralmente? aos lobos primários produzem sucessões granocrescentes de pequena espessura. Estes sedimentos tendem ser mais finos e melhor selecionados que os dos lobos primários (HEWARD, 1978). Outras feições presentes em leques aluviais incluem crostas, cimentação ou nódulos carbonáticos (calcretes), evaporitos, depósitos grossos formados por deflação, dunas eólicas de areia e grânulos retrabalhados, e depósitos retrabalhados por ondas, onde os leques intersectam lagos e crostas travertinas de fontes termais (SMOOT; LOWENSTEIN, 1991).

Leques terminais são sistemas fluviais nos quais a drenagem é totalmente dissipada internamente à rede distributária, onde água alguma consegue chegar a um lago ou mar por fluxo superficial em condições normais (KELLY; OLSEN, 1993). Eles tendem a se formar em regiões áridas e semi-áridas, caracterizadas por deficiência de umidade.

Em leques terminais, os arenitos podem ocorrer como lençóis finos, alguns com base erosiva, produzidos por um único episódio através de canais simples, ou como extensos corpos de canais amalgamados (OLSEN, 1989; KELLY; OLSEN, 1993). Em situações que as camadas de arenitos não excedem 2 m de espessura, é difícil distinguir entre depósitos de canais e inundações em lençol. Kelly e Olsen (1993) sugerem que, em porções mais proximais, canais maiores ocorrem em associação com uma grande quantidade de depósitos de *overbank*, refletindo a relativa estabilidade e a possível incisão do canal principal. Distalmente, canais se tornam lateralmente mais dispersos e de arquitetura mais simples. Na porção mais distal do leque terminal, corpos de arenito em lençol se interdigitam com sedimentos mais finos da planície de inundação, *playa* ou de origem eólica (COLLINSON, 1996). Segundo North e Warwick (2007) o termo “leque terminal”, no sentido de leques distais que ocorrem exclusivamente em climas áridos e semi-áridos por evaporação, deve ser abandonado, uma vez que não existem sistemas atuais similares que comprovem este modelo. Os modelos atuais são interpretados por estes autores como leques relictos de climas mais úmidos, mas outros autores (NICHOLS; FISHER, 2007; LELEU et al. 2009; 2010) continuam a usar o termo para sistemas no registro.

Depósitos deltaicos se formam onde correntes ou inundações em lençol intersectam a margem de um corpo de água. O sedimento é rapidamente depositado quando a corrente desacelera ao atingir a água parada do lago. A argila pode ser rapidamente depositada por

floculação, no caso de lagos salinos. Em climas áridos, deltas de granulação grossa são mais comuns pela predominância de processos gravitacionais (MIALL, 1996).

Deltas formados por enchentes em lençol se formam onde as correntes intersectam a superfície do lago que está expandindo em resposta às enchentes. Como os sedimentos estão se acumulando sobre uma área lacustre em expansão, os depósitos proximais do delta são cobertos pelos distais. Os depósitos deltaicos em lençol tem normalmente geometria em cunha achatada, compostos de areias e siltes de 1-40 cm de espessura separados por lama (SMOOT; LOWENSTEIN, 1991). Cada camada consiste em uma sucessão indicativa de fluxo desacelerante, com laminação cruzada unidirecional que sobrepõe laminação plano-paralela. Estas laminações diminuem em direção à bacia e são separadas por partições de lama. Deformações por carga e escape de água são comuns. Este é o tipo de deltas mais comuns em planícies de inundação secas e planícies de inundação salinas, sendo que nestes últimos os sedimentos deltaicos normalmente possuem cristais evaporíticos intrasedimentares (SMOOT; LOWENSTEIN, 1991).

Sistemas Fluviais

Rios são os maiores agentes de transporte sedimentar do continente para as bacias oceânicas. Sistemas de drenagem superficial se desenvolvem logo após o soergimento de áreas acima do nível do mar (MIALL, 1977, 1996). Para a acumulação de sedimentos em um regime fluvial é necessário que as partículas atinjam o nível de base estratigráfico. Nos ambientes aluviais, o nível de base é o perfil de equilíbrio. O balanço dinâmico entre água e sedimento gera o perfil de equilíbrio do rio, mais íngreme à montante e plano à jusante. Este perfil varia em resposta a variações de influxo de água e de sedimentos, ou a movimentações tectônicas ao longo do curso do rio (MIALL, 1996).

A granulometria dos depósitos fluviais varia de conglomerados de seixos e blocos a silte e argila, refletindo a grande variação de subambientes em sistemas não marinhos que incluem desde correntes torrenciais em áreas montanhosas até canais amplos e de baixa velocidade em drenagens de grande porte.

A presença (ou não) de vegetação é um fator importante nos processos fluviais. A relação entre vegetação e clima (precipitação efetiva) controla a carga sedimentar e os estilos fluviais (MIALL, 1996; 2010; POMEROL *et al.* 2013). Um fator importante é a sazonalidade

da precipitação. Os sistemas fluviais são significativamente afetados pela alta concentração de chuva em pouco tempo e pequena escala espacial. Tempestades exercem um efeito desproporcional na erosão e sedimentação quando comparado com precipitação menos concentrada. Em alguns ambientes, especialmente os áridos e semi-áridos, mas também em alguns ambientes úmidos, o registro fluvial/aluvial é constituído inteiramente de eventos de tempestade/enchente (POMEROL *et al.* 2013).

O clima também atua como um importante controlador dos sistemas fluviais. Em contextos onde a descarga do rio decresce e/ou a quantidade de carga de fundo aumenta, em decorrência da passagem de condições climáticas úmidas para semi-áridas, o rio torna-se incapaz de transportar os sedimentos mais grossos. Isso acarreta a deposição e agradação de sedimentos fluviais, ocasionando uma elevação do perfil de equilíbrio. A transição de um clima semi-árido para úmido, por sua vez, gera um efeito oposto, levando a um rebaixamento do perfil de equilíbrio e incisão fluvial (BUTCHER, 1990).

Miall (1977) erigiu uma classificação de fácies fluviais que tem sido amplamente utilizada para descrição de sistemas fluviais atuais e antigos (Tab. 1). Essas fácies, por serem produtos de processos deposicionais, permitem a interpretação dos sistemas fluviais a partir de seus depósitos, o que tem demonstrado uma infinidade de variações nos sistemas.

Tabela 1 - Classificação de fácies segundo Miall (1977). Modificado de MIALL (1996).

Código	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço, matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço, clasto-suportado		Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricação	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar	Formas de leito transversais
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada acanalada	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada planar	Dunas transversais 2D
Sr	Areia fina a muito grossa	Laminações cruzadas de	Marcas onduladas (regime de fluxo

		marcas onduladas	inferior)
Sh	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°), podendo ser sigmoidais	Preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimento de suaves depressões
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxo hiperconcentrado, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, com gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas	Solo com precipitação química

Além disso, através da análise bi e tridimensional dos afloramentos é possível individualizar diferentes elementos arquiteturais em depósitos fluviais. Um elemento arquitetural é um litossoma caracterizado por uma geometria externa e interna, associação de fácies e escala, que representa um conjunto de processos deposicionais (MIALL, 1985). Os elementos arquiteturais são divididos em elementos de canais (fig. 14) e externos aos canais (fig. 15) (MIALL, 1985; 1996). Os elementos de canal são: a) Canal (CH), que são corpos sedimentares limitados por superfícies erosivas côncavas, interpretados como pequenos canais com preenchimento e escala variável; b) Fluxos de gravidade (SG), que são corpos com geometria lenticular e preenchimento de conglomerados matriz-suportados, interpretados como amalgamação de vários fluxos de detritos; c) Formas de leito e barras cascalhosas (GB), que são corpos tabulares ou em lente formados por depósitos de conglomerados estratificados, interpretados como barras longitudinais cascalhosas; d) Depósitos de acreção frontal (DA), que são corpos lenticulares constituídos por sets de areias de granulometria variada com estratificação cruzada, limitados por superfícies de acreção a favor do fluxo, interpretados como migração de barras de meio de canal na direção do fluxo; e) Depósitos de acreção lateral (LA), que são corpos lenticulares constituídos por sets de areias de granulometria variada, com estratificação cruzada limitados por superfícies de acreção perpendiculares ao

fluxo, interpretados barras em pontal ou acreção lateral em barras de meio de canal; f) Lençóis de areia laminados (LS), constituídos por camadas com geometria de lençol preenchidas com areias com estratificação plano-parelela ou de baixo ângulo, interpretadas como lençóis de areia depositados em contexto de alta descarga; g) Formas de leito arenosas (SB), que são corpos de areia em lente ou lençol formados por sets cruzados separados por superfícies sub-horizontais, interpretados como migração e cavalgamento de dunas subaquosas; e por fim, h) Hollow (HO), que são corpos de geometria lenticular limitado na base por superfícies erosivas côncavas, interpretados como preenchimento de depressões formadas em regiões de confluência de canais.

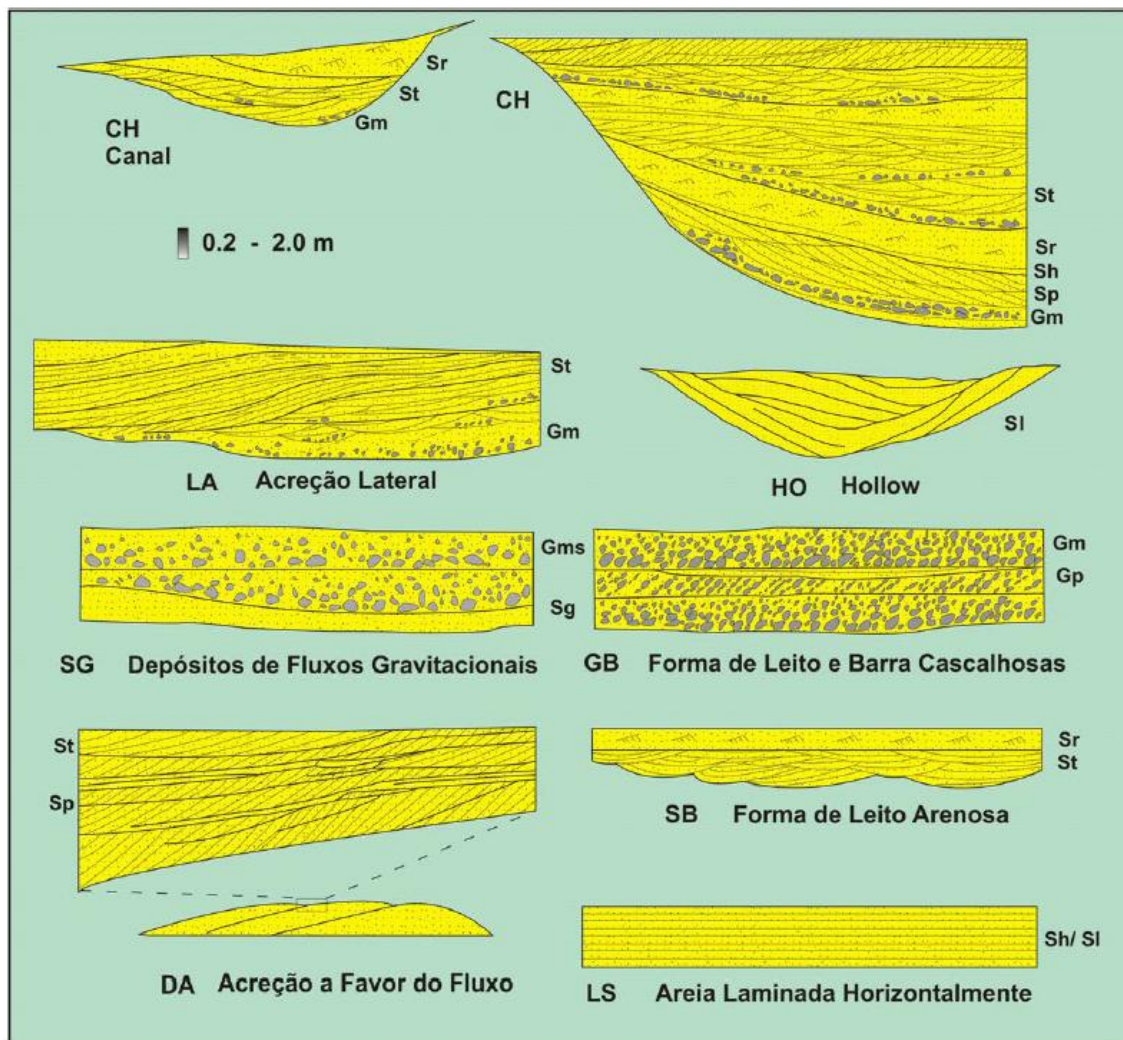


Figura 14- Elementos arquiteturais internos aos canais baseado em Miall (1988). Modificado de MIALL (1988).

Os elementos externos ao canal são: a) Dique marginal (LV), que são depósitos em cunha adjacentes aos canais, interpretados como diques marginais; b) Canais de crevasse (CR), formados por corpos arenosos com geometria em fita, interpretados como canais de rompimento de dique marginal; c) Espraçamento de crevasse (CS), que possui geometria variada, com preenchimento normalmente composto por intercalações de fácies areno-pelíticas, interpretados como desconfinamento pós rompimento de dique marginal; d) Finos de planície de inundação (FF), composto por depósitos finos com geometria tabular, interpretado como lagos ou pântanos de planície de inundação; e por fim, e) canal abandonado (CH(FF)), que são corpos em fita com dimensões similares aos canais principais, preenchidos com finos, interpretados como lagos associados à canais abandonados.

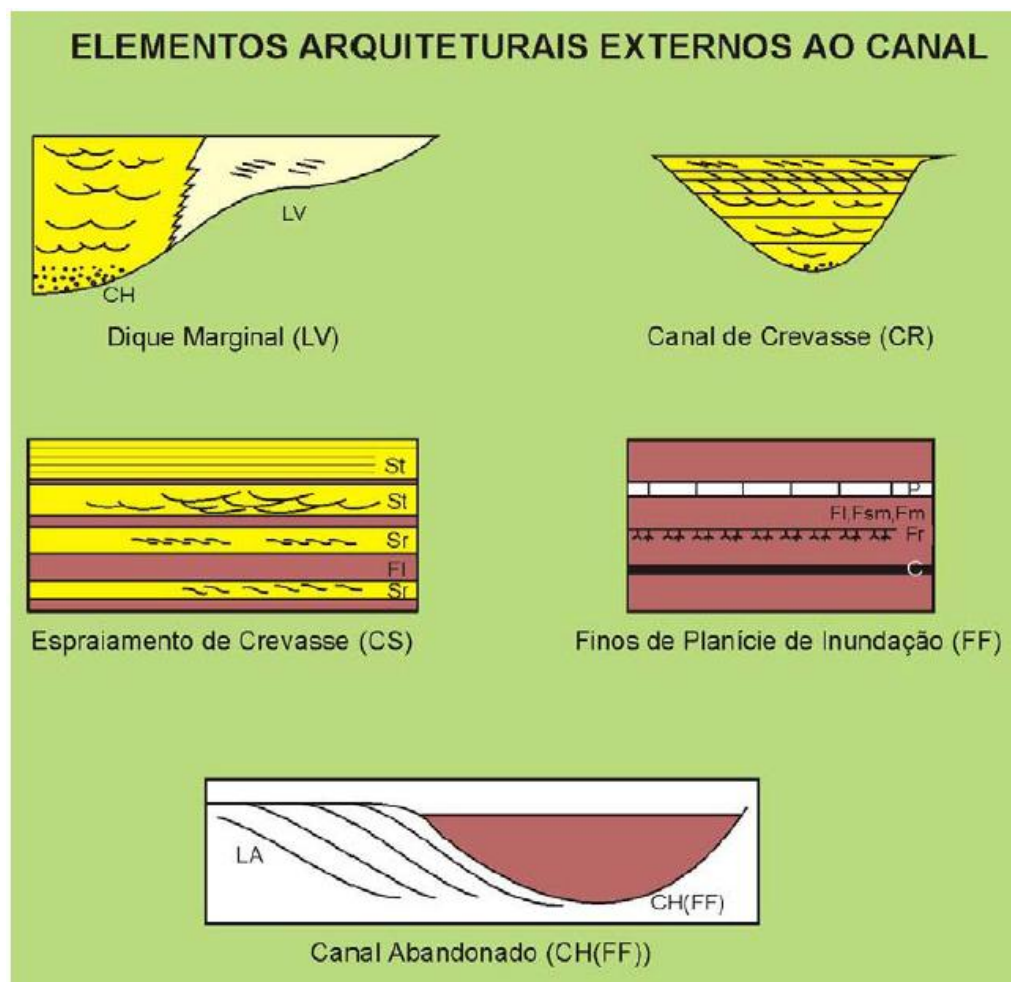


Figura 15- Elementos arquiteturas externos aos canais baseado em Miall (1996). Modificado de MIALL (1996).

Os diferentes estilos de canal e planície de inundação refletem o tamanho de grão, e a magnitude e variabilidade da descarga sedimentar. Quatro estilos fluviais são normalmente reconhecidos (reto, meandrante, entrelaçado e anastomosado), com diferentes características de canal e planície de inundação (MIALL, 2010) (fig.16).

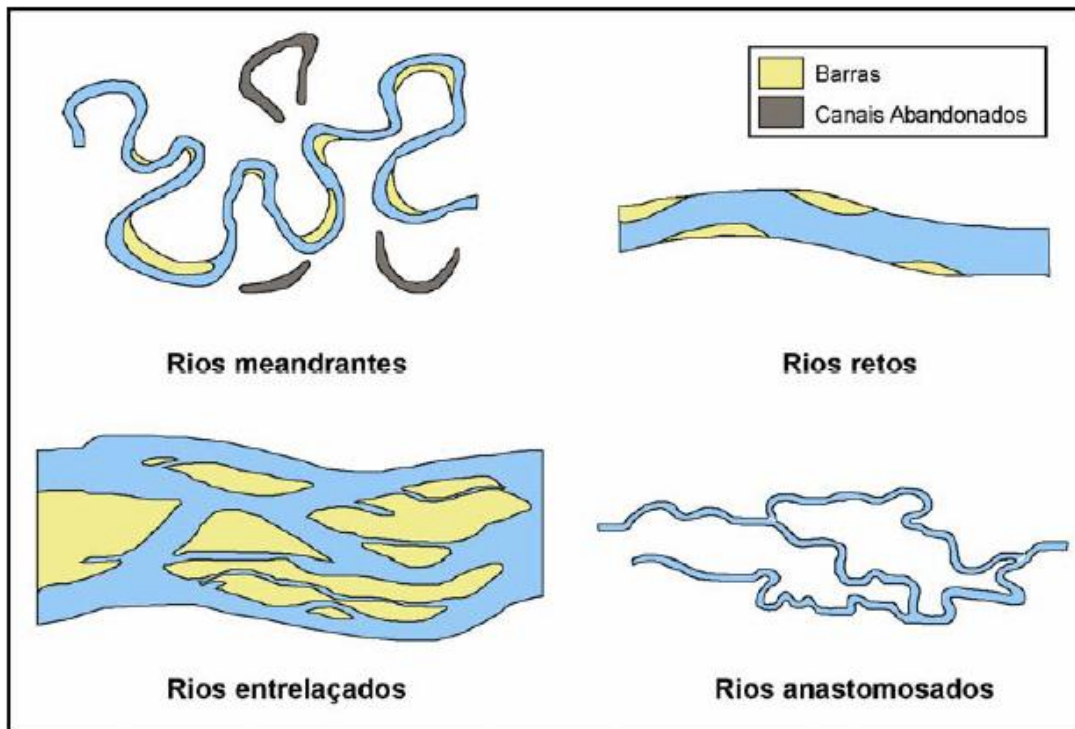


Figura 16- Tipos morfológicos básicos de rios. Modificado de MIALL (1996)

Os rios entrelaçados formam uma rede de canais de baixa sinuosidade interconectados, separados por barras cascalhosas ou arenosas temporárias. Estes rios têm como característica uma alta variabilidade de descarga e alto influxo sedimentar, e são em geral formados em contextos de declividade acentuada (MIALL, 1988; 1996). Grandes quantidades de sedimento são transportadas em períodos de alta descarga, o que acaba formando as barras e ilhas durante os períodos de baixa descarga. Em rios com descarga e competência variável, podem ocorrer longos períodos nos quais eles não conseguem mover a porção mais grossa da sua carga de fundo, que permanece como depósitos de barras. A inundação de canais, migração de barras e o movimento de grandes quantidades de carga de fundo ocorrem episodicamente, em descargas sazonais ou eventos de tempestade (MIALL, 2010). Devido à instabilidade destes

rios, os depósitos de planície de inundação são constantemente erodidos e incorporados nos canais, sendo depositados em regiões de mais baixa energia (fig. 17).

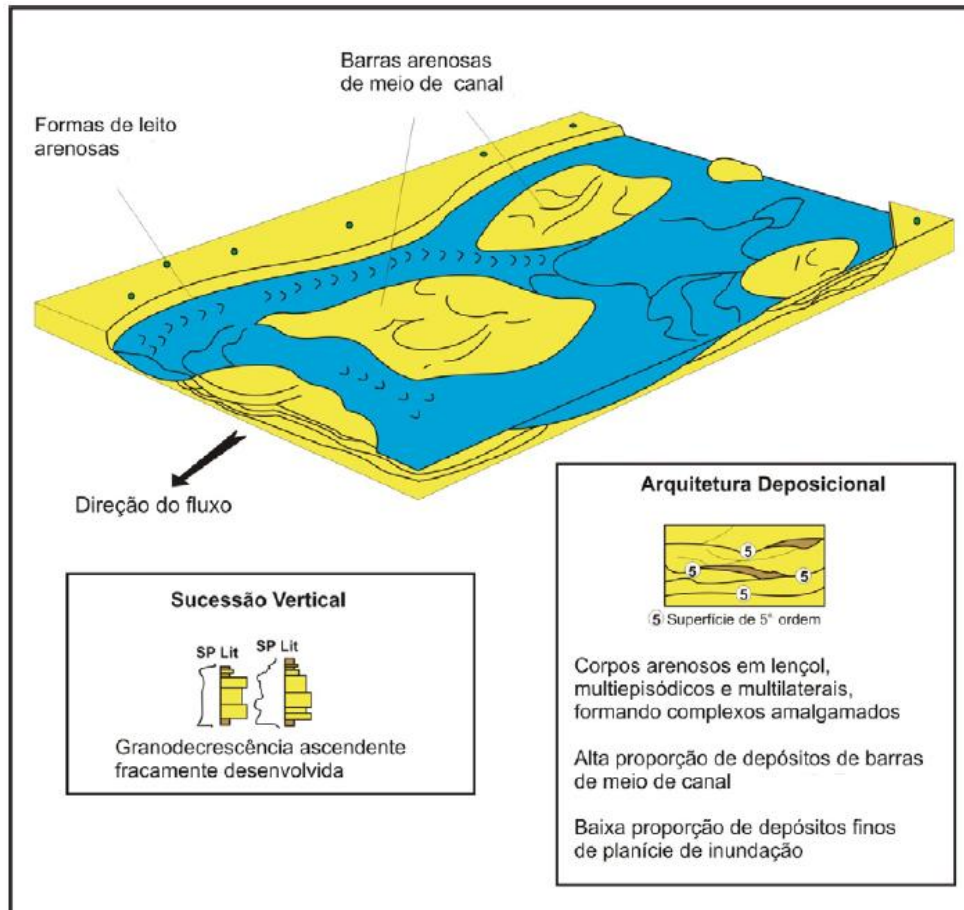


Figura 17- Bloco diagrama de um sistema fluvial entrelaçado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies. Modificado de RICHARDSON (1996).

Os rios meandrantés são caracterizados por canais de alta sinuosidade e com pouca variação na descarga. Os canais meandrantés possuem grandes taxas de migração lateral, devido à diferença de velocidade de fluxo entre as margens do canal. A velocidade de fluxo é maior de um lado do canal, provocando erosão, e na porção interna do meandro a baixa velocidade de fluxo propicia a deposição (ALLEN, 1965). Esta deposição ocorre na forma de barras em pontal, cuja deposição causa a migração lateral do canal fluvial (fig. 18).

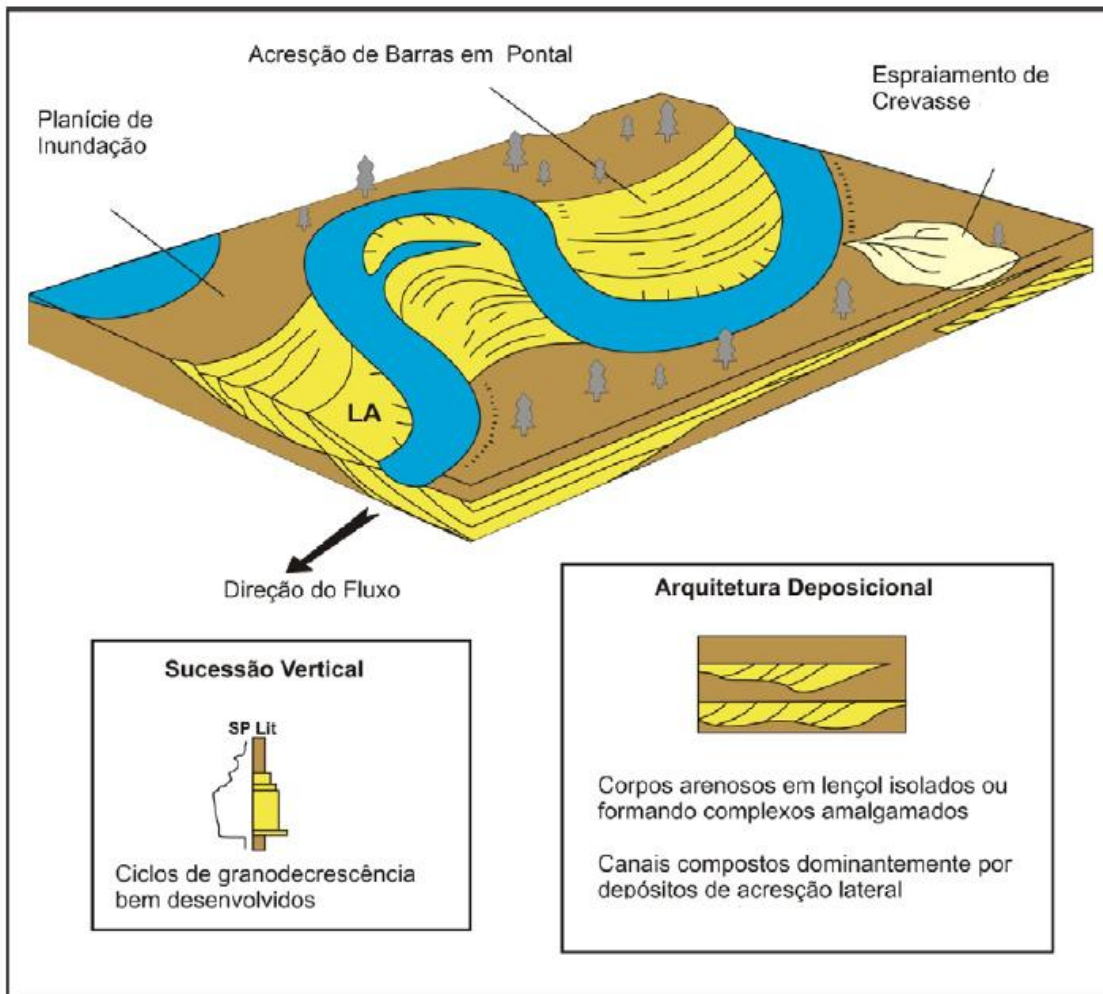


Figura 18- Bloco-diagrama de um sistema fluvial meandrante ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies. Modificado de RICHARDSON (1996).

Os depósitos de planície de inundação são uma porção muito importante das sucessões de rios meandrantés. Depósitos de dique marginal, formados por enchentes não canalizadas, ocorrem adjacentes aos canais em sistemas tipicamente meandrantés, e consistem basicamente de unidades clásticas de sedimento fino (MIALL, 1988, 1996). Canais de rompimento de dique marginal ocorrem durante períodos de maior descarga e podem acarretar na divisão do canal principal. As porções distais dos canais de rompimento são caracterizadas por desconfinamento e desaceleração de fluxo, gerando lobos arenosos de dimensões variadas. Os leques de espraio (ou *crevasse splays*) são gerados por correntes trativas o declive do dique marginal e se formam em períodos de maior descarga. Em climas úmidos, pode ocorrer a formação de pântanos, por vezes com depósitos de carvão, mas em muitos casos a descarga intermitente de sedimentos clásticos evita o desenvolvimento de carvão. Em climas áridos, as áreas adjacentes aos canais são locais propícios para a formação de calcretes.

Existe uma transição natural entre os rios entrelaçados e meandrantos, dependendo da declividade dos canais e da descarga. Desta maneira, um rio pode mudar de meandrante para entrelaçado com o aumento da descarga, ou um entrelaçado se tornar meandrante com a suavização da declividade do canal (MIALL, 2010).

Grandes planícies ou áreas costeiras tendem a formar rios anastomosados, de baixa a média sinuosidade. Estes rios têm como característica canais relativamente fixos, a presença de uma planície de inundação grande e estável, tipicamente alagadiços com grandes leques de espreadimento (MIALL, 1996). Rios anastomosados se desenvolvem em áreas de rápida agradiação, como bacias confinadas e de subsidência rápida, ou onde o suprimento sedimentar é muito maior que o aumento do nível de base. A vegetação dos bancos é importante neste tipo de rio, contribuindo para a estabilização dos canais. Gramíneas e as raízes de plantas tropicais inibem o alargamento dos bancos e evitam o desenvolvimento do entrelaçamento (fig. 19).

Rios retos são raros na natureza (MIALL, 1992), podendo apresentar sedimentos de natureza diversa. Eles apresentam um canal simples, com flancos estáveis, limitados por diques marginais. Normalmente constituem trechos de extensão reduzida de rios, controlados por sistemas de falhas que encaixam o curso fluvial.

Existe uma tendência na maioria das bacias aluviais dos rios proximais (incluindo leques aluviais) serem entrelaçados, enquanto rios mais distais, ao menos em ambientes úmidos e perenes, normalmente são meandrantos (MIALL, 1992).

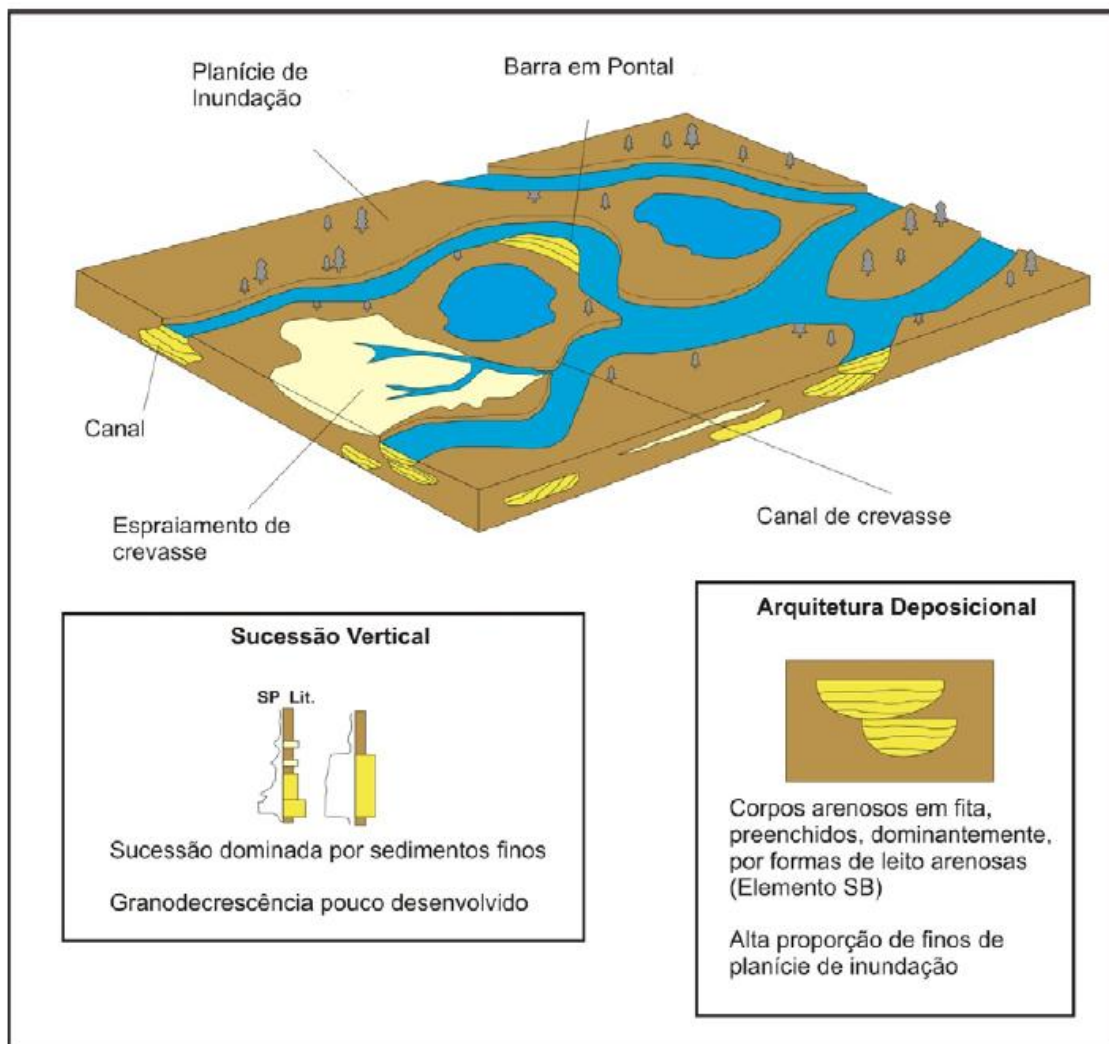


Figura 19- Bloco diagrama de um sistema fluvial anastomosado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies. Modificado de RICHARDSON (1996).

A geometria dos corpos arenosos depositados pelos rios auxilia na reconstrução do tipo de sistema fluvial. Estes corpos arenosos podem ter geometria em fita (*ribbon sandbodies*) ou em lençol (*sheet sandbodies*) (HIRST, 1991). Os corpos arenosos em fita possuem uma baixa razão largura/espessura ($L/E < 15$), enquanto que os corpos em lençol possuem alta razão ($L/E > 15$). Os corpos em fita representam acumulação em canais estáveis, possuindo espessuras menores que 10 m e uma extensão lateral de dezenas de metros, e estão comumente imersos em depósitos finos de planície de inundação. Os corpos em lençol podem ser subdivididos em dois subtipos principais: os restritos lateralmente e os desconfiados (HIRST, 1991). Os arenitos restritos lateralmente possuem limites bem definidos e representam fluxos canalizados. Os corpos desconfiados normalmente possuem a razão

largura/espessura maior que 100, significando depósitos desconfiados formados por correntes efêmeras (fig. 20).

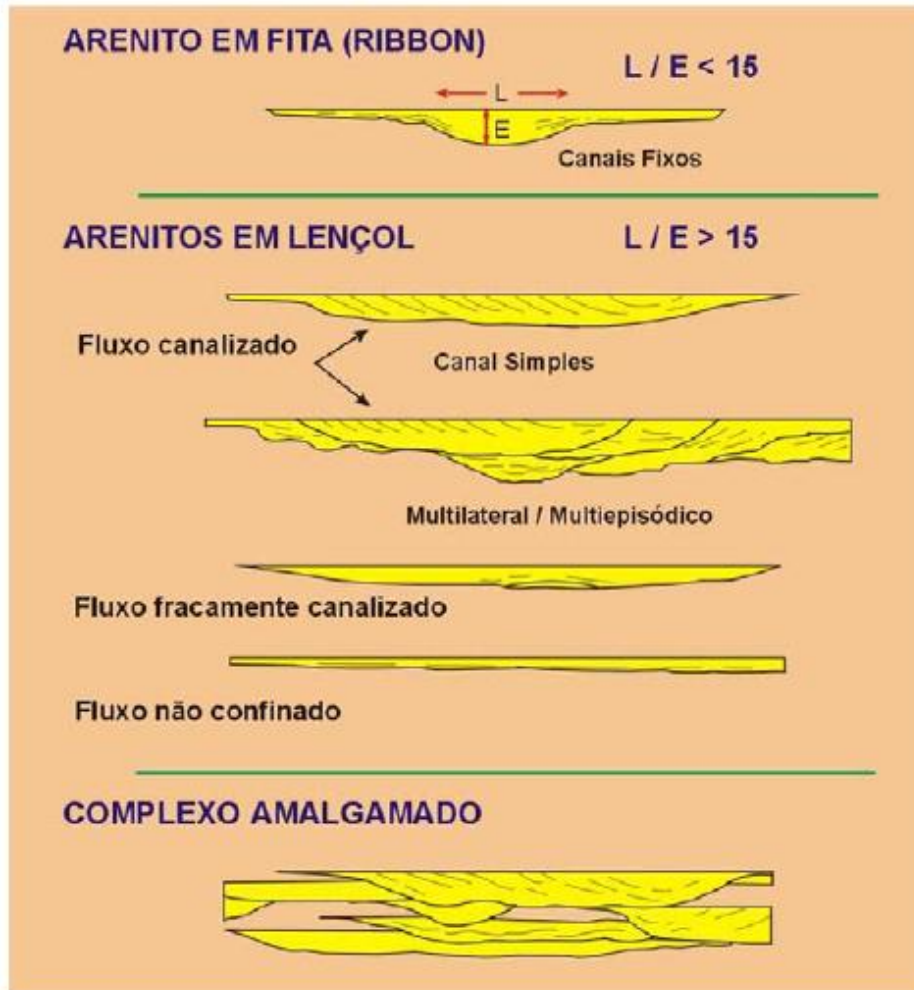


Figura 20- Classificação geométrica de corpos arenosos de canais fluviais baseada na razão largura/espessura, associado ao preenchimento interno. Modificado de HIRST (1991).

Rios em climas áridos e semi-áridos

Praticamente qualquer estilo fluvial pode ocorrer em climas áridos e semi-áridos, dado que os rios podem drenar grandes áreas em sistemas climáticos distintos, de maneira que a descarga à montante seja bastante distinta da descarga à jusante. Assim, um rio perene pode ser encontrado em sistemas climáticos áridos (*e.g.* Rio Nilo), com apenas variações sazonais na descarga. Existem, entretanto, sistemas mais característicos de locais onde a precipitação é baixa ou altamente sazonal, como os rios efêmeros. Os rios efêmeros são característicos de climas áridos e semiáridos, e são associados a inundações-relâmpago. Em sistemas áridos, vales formados por rios entrelaçados são comuns, associados com *playas*, leques terminais e

enchentes (SMOOT; LOWENSTEIN, 1991). As águas provenientes de uma inundação são tipicamente ricas em sedimentos em suspensão, e as concentrações muito altas de sedimento comumente formam fluxos de detritos ou fluxos hiperconcentrados.

É importante notar a diferença entre enchentes relâmpago e enchentes em lençol. Uma enchente relâmpago (*flash flood*) é uma enchente com duração curta (questão de horas), que pode ter várias características deposicionais, não necessariamente gerando um fluxo desconfinado. Uma enchente em lençol é um fluxo desconfinado, que gera depósitos em lençol, mas não precisa estar necessariamente associada com uma enchente relâmpago (NICHOLS; FISCHER, 2007).

Rios efêmeros são sistemas de canais fluviais secos, que inundam intermitentemente. Estes podem ser canalizados ou completamente desconfinados, transportando sedimentos de granulometria muito variada (SMOOT; LOWENSTEIN, 1991; NICHOLS; FISCHER, 2007). Os processos sedimentares são dominados por regime de fluxo superior, podendo desenvolver dunas e marcas onduladas no final da inundação, quando a corrente desacelera (MIALL, 1977; LANGFORD; BRACKEN, 1987). Como consequência, as sucessões que marcam um ciclo são caracterizadas pela diminuição do tamanho de grão e passagem da dominância de estruturas de regime de fluxo superior para inferior, em direção ao topo da seção (MIALL, 1985; 1996). Correntes efêmeras que mudam de magnitude em uma escala temporal maior geram sucessões dominadas por sequências granodecrescentes, como resultado de várias combinações de migração de canais e diminuição da descarga (COLLINSON, 1996).

A maioria dos sistemas de correntes efêmeras consiste em amplos canais com barras entrelaçadas. Os depósitos de barras e interbarras são similares aos de leques aluviais, mas estruturas de regime de fluxo inferior podem ser importantes, além dos depósitos de planícies adjacentes aos canais, com características de exposição subaérea. As barras são compostas por uma mistura de areias e pelóides de lama e são normalmente maciços, exceto por gretas de contração complexas (SMOOT; LOWENSTEIN, 1991). Areias maciças, algumas vezes conglomeráticas, são rapidamente depositadas a partir de fluxos hiperconcentrados. Sistemas efêmeros tendem a apresentar uma grande quantidade de *drapes* de lama gretados, cimentação rápida (refletida na presença de intraclastos arenosos), intercalações com conglomerados de deflação ou arenitos de dunas eólicas, intraclastos lamosos ou pelóides abundantes, calcretes ou silcretes espessos nas áreas externas ao canal e marcas de raízes cortando depósitos de

canais, devido ao fato que canais são os locais preferidos de crescimento de plantas em sistemas áridos (SMOOT; LOWENSTEIN, 1991).

Inundações em lençol produzem tipicamente camadas arenosas ou silticas planas, lenticulares e capeadas por *drapes* de lama, devido à desaceleração do fluxo (HARDIE et al., 1978). *Drapes* de lamas com espessura superior que vários centímetros são tipicamente gretados e incorporados na próxima enchente. As inundações ocorrem durante um curto intervalo de tempo (horas a dias), alternados com longos períodos de sem qualquer escoamento superficial. A velocidade do fluxo diminui com o aumento da distância radial da fonte e conseqüente diminuição da espessura do fluxo, que se torna desconfinado (LANG *et al.* 2004). Inundações em lençol são geralmente rasas, com profundidade média de 30 cm (FISHER *et al.* 2007). À medida que o fluxo desacelera, a água começa a formar poças. Corpos sedimentares com geometria em lençol podem ser depositados em sistemas lacustres rasos, onde os rios alimentam o sistema com areia e lama. O sedimento depositado pode ser retrabalhado por ondas e correntes do lago, sendo que a morfologia final do sedimento depositado é fortemente afetada pela batimetria do lago. Em sistemas flúvio-lacustres de baixo gradiente, a transição entre planície de inundação e lago pode ser sutil e transicional, principalmente se o lago sofrer grandes variações de volume (HARDIE et al., 1978).

Segundo Dubiel e Smoot (1994), os depósitos de fora do canal são mais diagnósticos para distinguir correntes efêmeras de perenes. Depósitos espessos de planícies de inundação implicam em enchentes e alta precipitação pluviométrica (ao menos episódica), apesar de que a precipitação pode ser distante do rio. A distribuição e o tamanho das gretas de contração, icnofósseis de invertebrados, marcas de raízes podem ser indicativas da frequência e tamanho das inundações.

Como exemplos de rios típicos de climas áridos e semi-áridos, podemos citar dois modelos propostos por Miall (1996). Ambos são rios arenosos, formados por inundações em lençol; entretanto, o segundo modelo envolve correntes efêmeras e inundações-relâmpago. O primeiro modelo (entrelaçado distal) é característico de porções distais de rios entrelaçados, onde o escoamento superficial efêmero forma uma trama de canais entrelaçados, rasos e mal definidos (WILLIAMS, 1972). Leques terminais podem ser constituídos parcial ou totalmente por depósitos deste estilo fluvial (PARKASH ET AL. 1983; KELLY E OLSEN 1993). Os sedimentos são dominados por lençóis, lentes e cunhas compostas do elemento arquitetural SB (barra arenosa), consistindo em uma série de litofácies arenosas (Fig. 21). Depósitos finos

de *overbank* são raros a ausentes, pois os rios, quando ativos, tendem recobrir seus bancos com amplos lençóis de carga de fundo (Fig. 22). Normalmente estão associados com este estilo fluvial depósitos de dunas eólicas, depósitos de interdunas encharcadas e depósitos fluviais efêmeros de inundações-relâmpago.

O segundo modelo (efêmero de inundações-relâmpago) são distintos do anterior por diferenças nas assembleias de fácies. Neste modelo a descarga é caracterizada por alta velocidade, “relâmpago”, causando a deposição de camadas preferencialmente de regime de fluxo transicional a superior, predominantemente areias com laminação plano-paralela ou estratificação cruzada de baixo ângulo (MIALL, 1996). Canais são ausentes ou mal definidos (fig. 21). Ciclos de inundações podem ser definidos pela identificação de estruturas de corte e preenchimento nas superfícies basais. Depósitos de *overbank* são raros a ausentes (fig. 22). Podem ocorrer crostas evaporíticas na superfície das camadas arenosas.

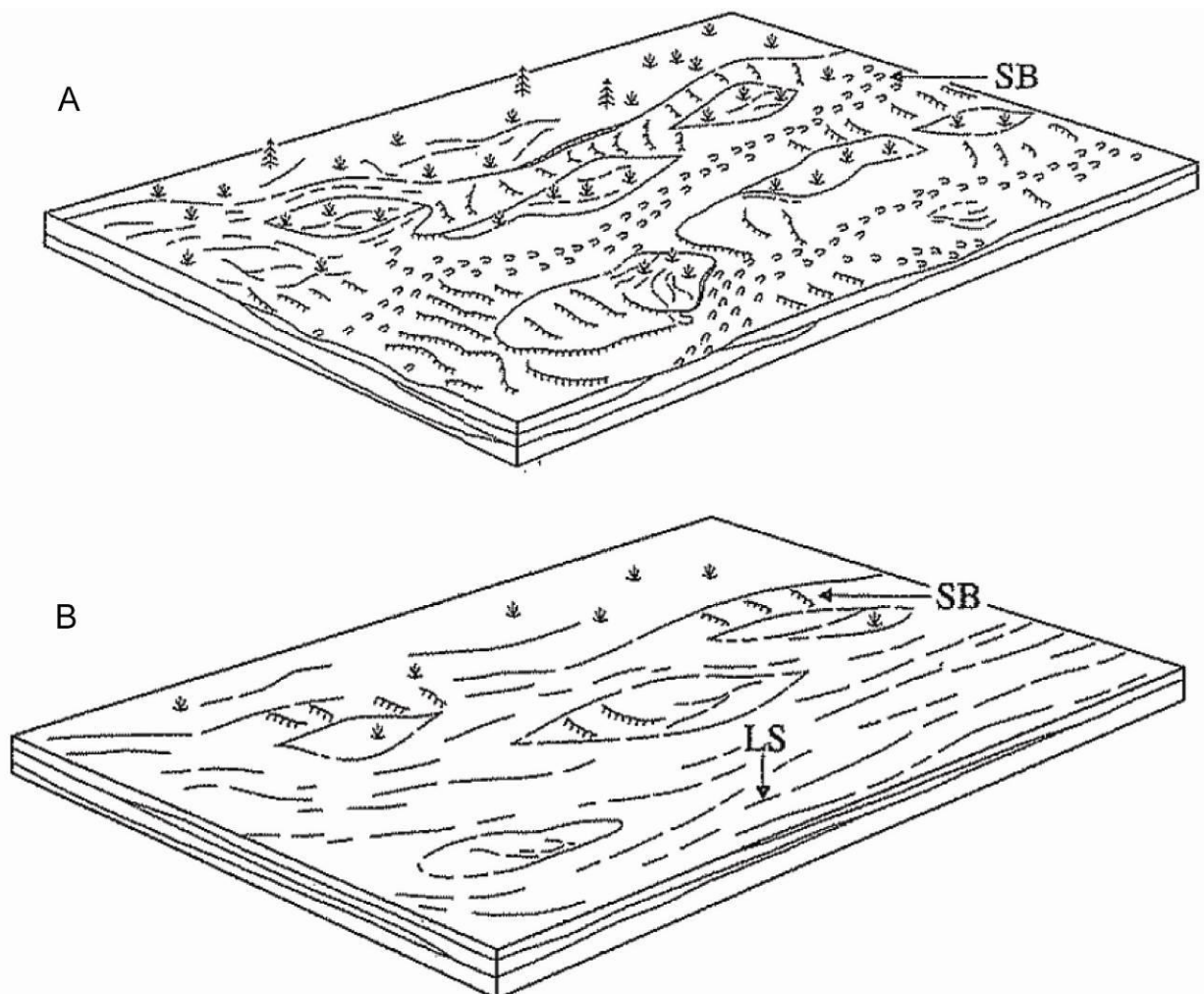


Figura 21- Blocodiagramas mostrando exemplos de modelos de rio em climas áridos. A: rio entrelaçado distal B: rio efêmero de inundações-relâmpago. Modificado de MIALL (1996).

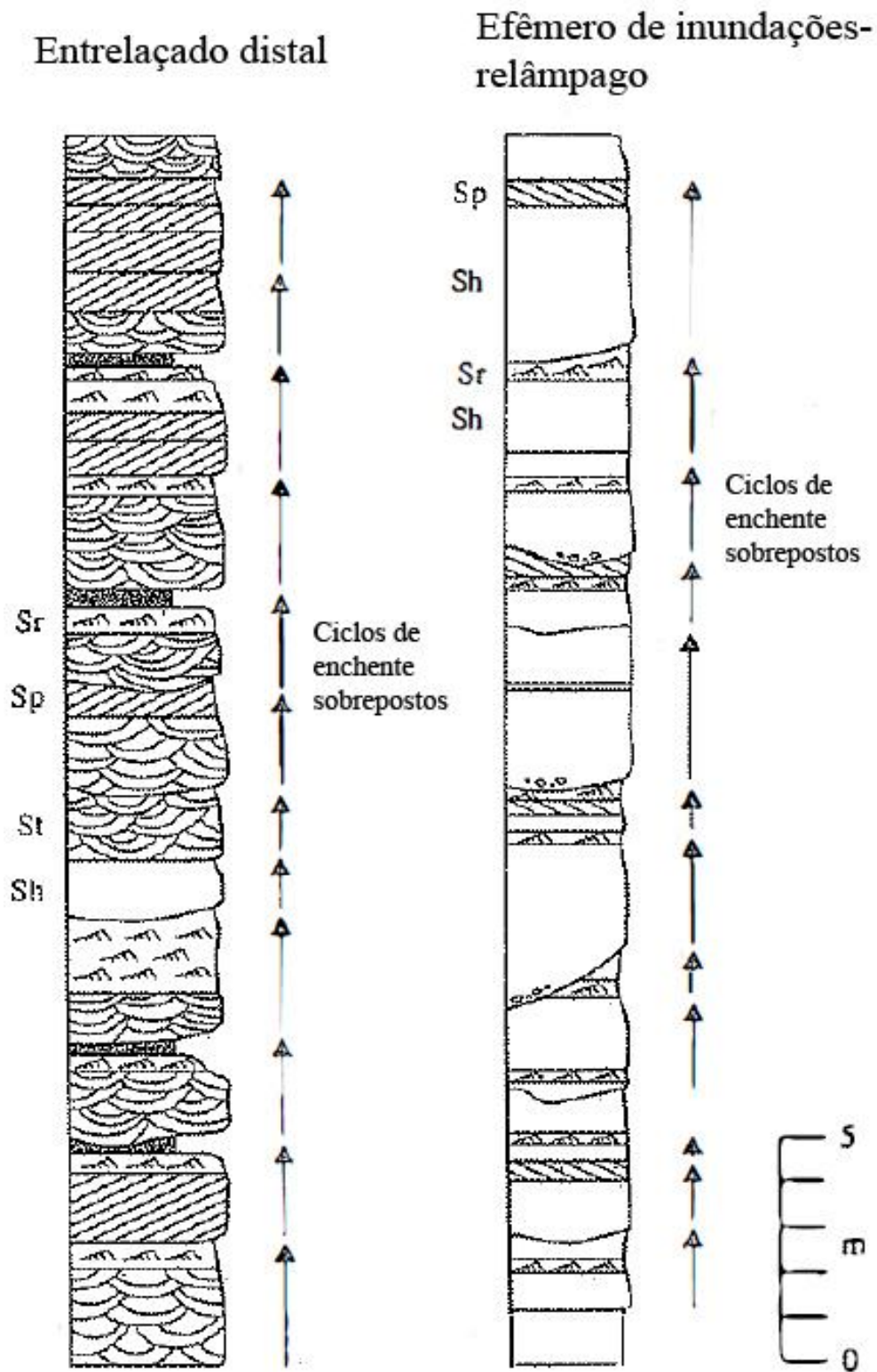


Figura 22- Colunas mostrando a sucessão vertical de exemplos de rios de climas áridos. Modificado de MIALI (1996).

Sistemas Lacustres

Existe uma grande variedade de lagos no planeta, que variam imensamente em forma, profundidade, regime hídrico, tectônico e climático. Na definição de Kelts (1988) um lago é um corpo de água parada ocupando uma depressão no continente. A maior parte das depressões é resultado de processos tectônicos ou glaciais. Assim, os lagos podem ter sua origem relacionada a processos tectônicos, que formam lagos *rifts*, em bacias *strike-slip*, *pull-apart*, de antepaís e intra-arco. A erosão glacial e represamento por gelo são os principais responsáveis pela formação de lagos glaciais. Outros lagos podem ser formados por dissolução em sistemas cársticos, processos vulcânicos (lagos em crateras de vulcões) e muitos outros (e.g. atividade fluvial, formando lagos em ferradura). A sedimentação lacustre pode ser siliciclástica, carbonática, vulcanoclástica, evaporítica ou orgânica, em qualquer combinação, e também incorporar depósitos de outros ambientes, como deltas, turbiditos e sistemas costeiros.

O controle da sedimentação lacustre é basicamente tectônico e/ou climático, fatores que juntos controlam a entrada de água e carga sedimentar no sistema. O ambiente tectônico, a hidrologia, o clima e os processos biológicos da bacia lacustre controlam o mosaico de ambientes que podem ser encontrados no sistema (RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010). Ambientes lacustres são definidos por níveis de energia, se estendendo da linha de costa (maior energia) até porções profundas do lago (*offshore*, menor energia). A forma e o gradiente da bacia controlam a distribuição de fácies no lago. Os processos físicos dominantes nos sistemas lacustres são correntes e ondas. As ondas movem sedimentos mais grossos nas margens do lago por processos similares aos costeiros, e sua efetividade depende do posicionamento da costa em relação aos ventos predominantes (RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010). As correntes são basicamente geradas pelo vento ou por influxo de correntes que deságuam no lago. Normalmente estas não têm competência para mover sedimentos grossos, mas são importantes na distribuição dos finos no lago (fig. 23).

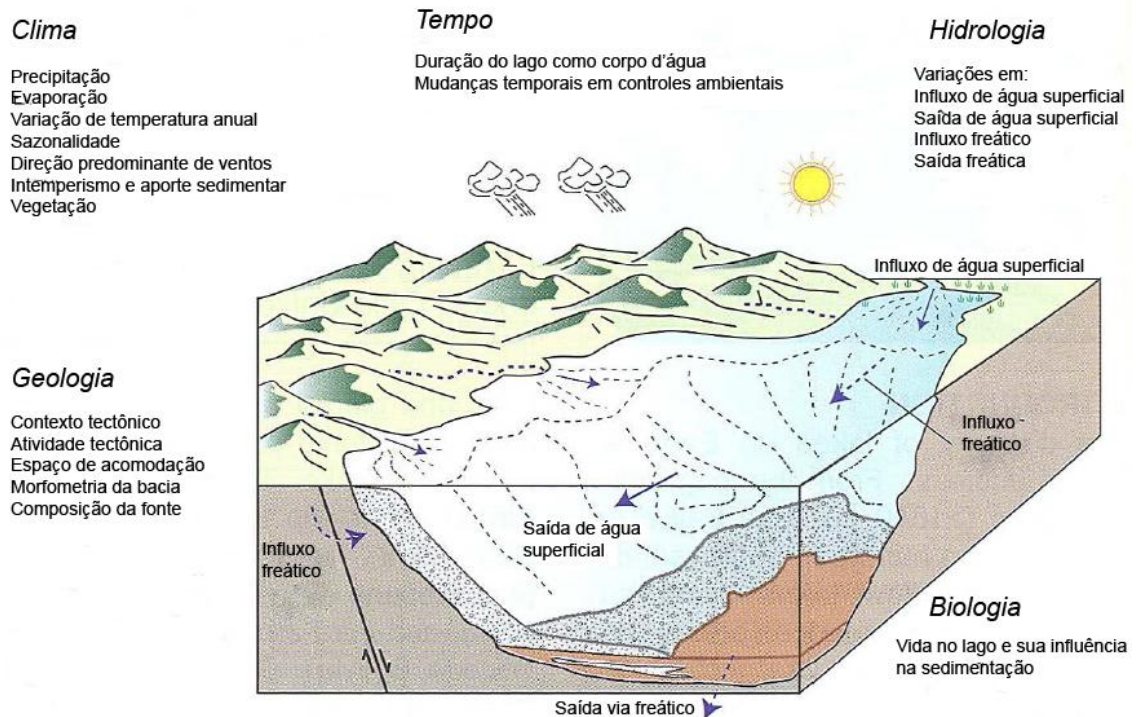


Figura 23- Blocodiagrama com os principais controles da sedimentação lacustre. Modificado de RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH (2006).

Os lagos são altamente variáveis em termos de composição química, existindo lagos diluídos e salinos do equador aos polos (e.g. *Cuniston Water*, um lago glacial perene na Inglaterra; Salar de Atacama, uma planície salina no Chile; Lago Bongoria, um lago alcalino [pH: 10,3] nos *Rift Valleys* da África; *Frying Pan*, um lago ácido [pH: 2,4] da Nova Zelândia). Lagos de água doce existem quando uma corrente superficial ou subterrânea alimenta a bacia, e a descarga anual contrabalança a perda por evaporação e e fluxo (TALBOT; ALLEN, 1996; RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010). Em contraste, lagos salinos e/ou alcalinos existem quando a bacia é total ou intermitentemente fechada, contendo basicamente solutos. Se a evaporação excede a recarga, estes lagos diminuem em volume, se tornam progressivamente mais salinos/alcalinos e podem chegar a precipitar evaporitos (fig. 24).

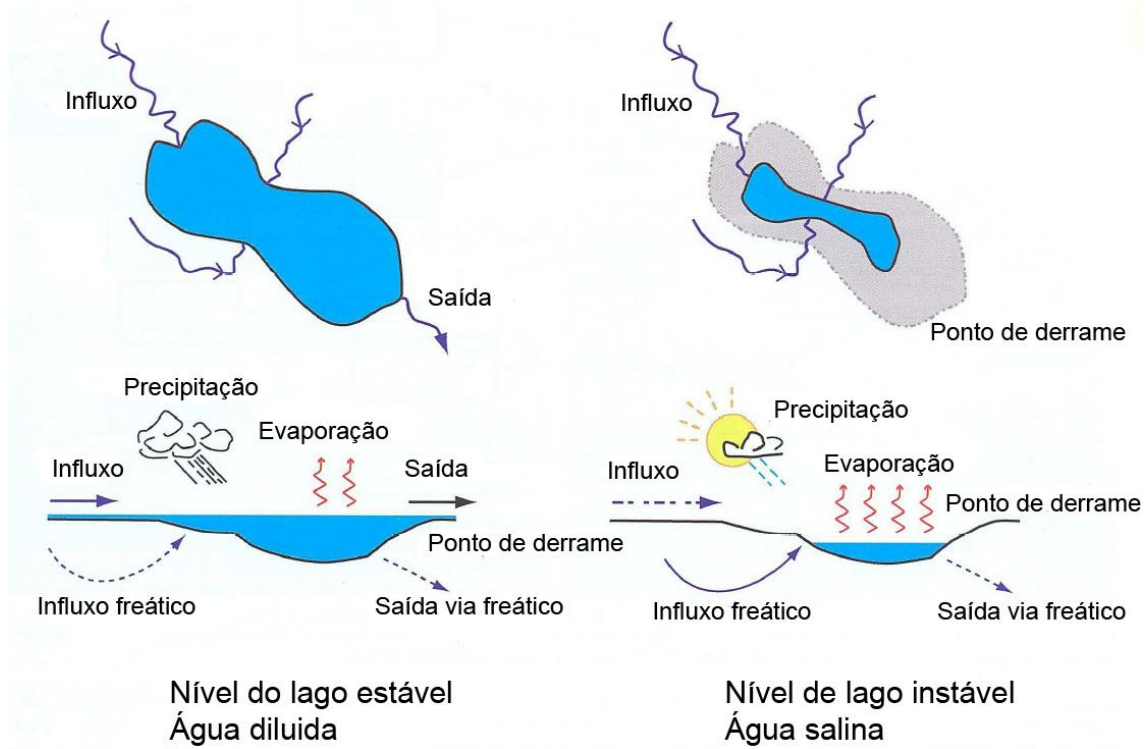


Figura 24- Hidrologia de lagos em bacias abertas e fechadas. Renaut e Gierlowski-Kordesch (2006).

Sistemas lacustres em climas áridos e semi-áridos

Assim como os rios, os lagos são controlados por vários fatores além do clima. Lagos doces perenes podem ocorrer em climas áridos ou semi-áridos, contanto que o influxo seja maior que a perda de água. Lagos são registros sensíveis de mudanças climáticas, pois como são rasos e sujeitos à influência da atmosfera, e são eles próprios ambientes deposicionais, podem tornar estes registros permanentes nas rochas. Principalmente lagos em bacias fechadas, que dependem basicamente do balanço entre precipitação e evaporação para existir (PARRISH, 1998). Como em climas áridos e semi-áridos a perda de água por evaporação é, em geral muito grande, lagos efêmeros, salinos/alcalinos ou ambos têm uma tendência maior de serem formados.

Os depósitos lacustres em climas áridos refletem as variações de umidade no sistema, portanto ocorre uma série de ambientes característicos que serão tratados individualmente no modelo de *playa lake*. O posicionamento de cada ambiente está mostrado na figura 25. Como os depósitos são complexos, caracterizados por uma série de ambientes, incluindo os ambientes tratados anteriormente, como rios e leques aluviais, nesta seção serão enfatizados os depósitos lacustres, visto que os fluviais e aluviais foram tratados nas seções anteriores.

Lagos perenes com salmouras podem persistir por centenas ou até milhares de anos, mas requerem um influxo substancial de água, como rios perenes, e uma drenagem fechada, para permitir a concentração do soluto por evaporação. Entretanto, bacias fechadas podem existir por milhares de anos sem precipitar evaporitos (SMOOT E LOWENSTEIN, 1991). A maioria dos lagos salinos que possuem mais de alguns metros de profundidade são estratificados, e desenvolvem uma salmoura no fundo (SMOOT E LOWENSTEIN, 1991). A ação de ondas pode destruir a estratificação por densidade, principalmente em lagos rasos, mas em lagos profundos esta estratificação persiste por longos períodos de tempo. Lagos salinos modernos incluem o Lago Chad na África (10 a 26 km², 4-7 m de profundidade) e o Lago Balkhash na Rússia (17,400 km², 26 m de profundidade). Lagos salinos perenes são tipicamente rasos, com menos de 10 m de profundidade.

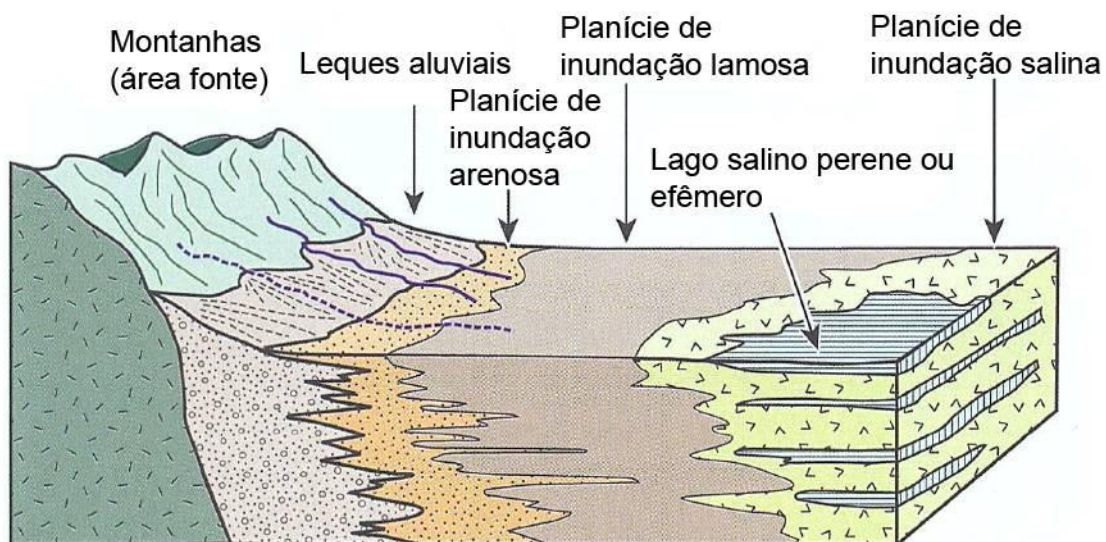


Figura 25- Modelo de *playa lake* baseado em Eugster e Hardie (1978). Modificado de Renaut e Gierlowski-Kordesch (2006).

Depósitos de lagos salinos perenes comumente refletem variações de profundidade e de salinidade. Em lagos estratificados e profundos, a laminação no centro é regular, e nas bordas é descontínua e irregular. Os evaporitos ocorrem no centro como cristais acumulados junto com depósitos de fluxo de detritos. Nas margens, crostas evaporíticas e crescimento intrasedimento são comuns, características que ocorrem em toda a extensão de lagos rasos. Gretas de contração são comuns próximas às margens de lagos rasos em bacias extensas.

Segundo Lowenstein e Hardie (1985), uma planície salina é uma área normalmente seca, contendo um lago raso e efêmero. Normalmente ocupam as porções mais baixas de drenagens fechadas e são cercadas por planícies lamosas e salinas com crostas de sal eflorescentes. Depósitos de planícies salinas são estratificados, e consistem em crostas evaporíticas separadas por camadas lamosas (fig. 26).

Lago perene salino e planície salina

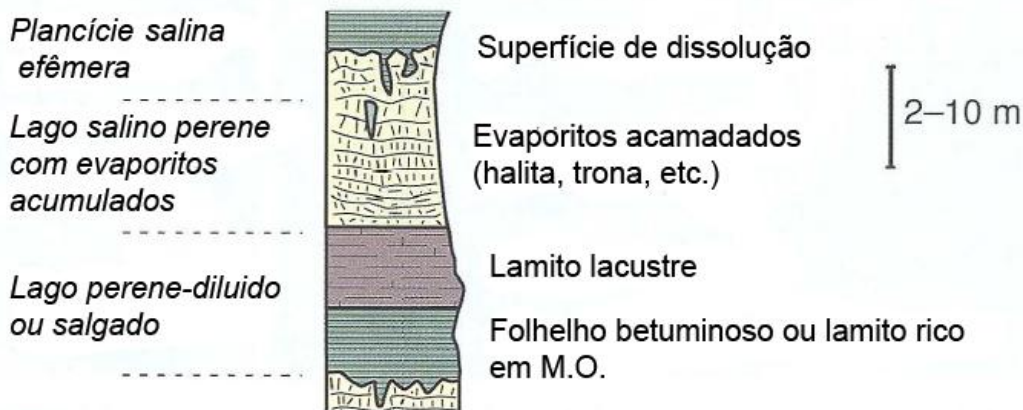


Figura 26- Coluna estratigráfica com as fácies típicas de lagos perenes salinos e planícies salina. Modificado de Renaut e Gierlowski-Kordesch (2006).

Planícies de inundação salinas podem ser franjas estreitas ou planícies extensas de sedimentos finos, comumente marginais a lagos salinos perenes ou planícies salinas. Os depósitos consistem de argilas plásticas a lamas arenosas nas quais evaporitos intrasedimentares se depositam, e crostas salinas eflorescentes se formam a partir de salmouras freáticas. Estas planícies agradam por uma combinação de processos fluviais, lacustres e eólicos (LOWENSTEIN E HARDIE, 1985). Elas também podem se desenvolver em depósitos de lagos perenes dissecados ou lagos efêmeros. Os minerais evaporíticos ocorrem em camadas, ou como cristais isolados ou agregados cristalinos. Lentes de evaporitos também podem ocorrer dentro de camadas de lama com salmoura intersticiais. Neste caso, a precipitação de minerais evaporíticos é intrasedimentar. Onde o sedimento é apenas intermitentemente encharcado por salmoura, o crescimento cristalino fica localizado em camadas arenosas ou gretas de contração. Crostas eflorescentes compostas por agregados finamente cristalinos de minerais evaporíticos cobrem a maior parte da planície lamosa salina. São feições efêmeras que podem ser dissolvidas por chuva ou por enchentes, e são mais espessas em áreas onde o nível freático está mais próximo à superfície (SMOOT e LOWENSTEIN, 1991; WARREN, 2006). Estas crostas, por mais espessas que sejam, não são

preservadas devido à alta solubilidade dos minerais componentes. Na maior parte da planície de inundação salina, o registro das crostas eflorescente é formado por lama síltica maciça, e porosa. Onde enchentes em lençol intersectam as crostas eflorescentes, podem ser focalizadas em fluxos canalizados, que normalmente gradam para deltas em lençol na intersecção com os lagos. Os canais produzem depósitos lenticulares de silte e areia com laminação plano-paralela ou marcas onduladas de correntes unidirecionais (fig. 27).

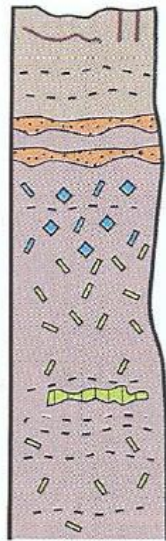
Planície de inundação salina

Atividade de insetos nas planícies de inundação

Areia eólica presa por crostas salinas eflorescentes

Calcita como pseudomorfos de sais vadosos

Sais freáticos de composição variáveis que crescem deslocando ou incorporando sedimentos



Tocas de invertebrados, trilhas e trilhas dispersas

Lentes finas de arenito com estratificação cruzada

Pseudomorfos cristalinos (e.g. de halita, gipsita, trona ou gaylussita)

Lamito maciço com sais intrasedimentares

Lamito fracamente laminado com sais intrasedimentares

20–50 cm

Figura 27- Coluna estratigráfica com as fácies típicas de planícies de inundação salinas. Modificado de Renaut e Gierlowski-Kordesch (2010).

Extensas planícies de inundação secas, arenosas ou lamosas, são características de sistemas lacustres efêmeros. São feições de gradiente muito baixo, que se misturam com leques aluviais ou depósitos de tálus (próximo à área fonte), ou com planícies aluviais e desérticas (quando o relevo é baixo). Próximos do depocentro, as planície de inundação secas se misturam com lagos salinos ou efêmeros (EUGSTER e HARDIE, 1978; WARREN, 2006). O nível freático nesta porção é normalmente muito baixo para aflorar e levar à formação de evaporitos. Estas planícies distinguem-se das salinas pela presença de feições de ressecamento, ao invés de minerais de sal. Elas ficam secas a maior parte do tempo, sendo cobertas por água apenas durante períodos de enchente ou nível alto do lago. A maioria do sedimento é de origem fluvial, introduzida por inundações em lençol, apesar de que a poeira soprada pelo vento, trapeada em superfícies higroscópicas, pode representar uma contribuição

importante. Águas rasas podem cobrir a superfície da planície, devido ao represamento de águas provenientes das enchentes, e retrabalhar os sedimentos superficiais, gerando marcas onduladas de fluxo oscilatório (TALBOT E ALLEN, 1996).

Os sedimentos típicos de planícies de inundação secas são camadas milimétricas de silte e argila laminados, produzidos por fluxos não canalizados (inundações em lençol). Areias com laminação ondulada e estratificação cruzada são características de inundações em lençol rasas nas porções proximais das planícies. A dissecação produz extensa formação de gretas e lascas de lama (*mudchips*), que são retrabalhadas e viram intraclastos de brechas e conglomerados intraformacionais (RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010) (fig. 28).

Planície de inundação seca



Figura 28- Coluna estratigráfica com as fácies típicas de planícies de inundação secas. Modificado de RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH (2006).

Segundo Smoot (1981), existem três tipos de planícies de inundação seca: 1) fundo de lagos perenes expostos; 2) planícies de inundação que agradam lentamente; 3) planícies de inundação que agradam rapidamente. Elas têm em comum a presença de gretas de contração, que resulta de repetidos episódios de ressecamento. Em seção, estas gretas podem não apresentar a forma de V que é comum, podendo ser estruturas dentadas a sinuosas que se bifurcam e contém múltiplos preenchimentos (SMOOT, 1981).

Lagos perenes que secaram podem se transformar em planícies de inundação seca. Tipicamente, estas superfícies são áreas que contém características de deposição sob condições lacustres, mas foram modificadas por processos subaéreos. Repetidos episódios de ressecamento formam uma série de gretas superimpostas que brecham o sedimento. Estas superfícies são basicamente solos desérticos mal desenvolvidos.

Planícies de inundação secas que agradam lentamente são pavimentos endurecidos, com lama vesicular cortada por gretas preenchidas por silte e argila. As vesículas são cavidades ovais a esféricas, milimétricas, que estão comumente conectadas por fraturas horizontais e verticais formadas durante o ressecamento. As vesículas se formam pelo trapeamento de ar durante as enchentes (SHIIN, 1968; DEELMAN, 1972). O sedimento transportado para estas planícies tipicamente forma camadas milimétricas de silte e argila, que é normalmente é removido por deflação eólica, sendo que a maioria da acumulação ocorre nas gretas de contração.

Planícies de inundação secas que agradam rapidamente consistem em sedimentos laminados com estruturas diagnósticas de deposição por inundações em lençol, ou por decantação em um corpo de água (EUGSTER eHARDIE, 1978; WARREN, 2006; RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010). Inundações em lençol em planícies de inundação secas depositam lentes descontínuas de pequena espessura de areia, que preenchem depressões irregulares. Estas areias podem ser ricas em clastos de lama, derivada da erosão das gretas de contração da planície. Lâminas contínuas de lama recobrem as camadas de areia. As correntes de inundações intersectam lagos em expansão durante as cheias, formando lâminas gradadas de areia e lama, com lama espessando em direção à base. Nas margens das planícies, correntes rasas ou inundações em lençol depositam cunhas formadas de finas camadas de silte laminado, ou marcas onduladas cavalgantes de areia e silte. Cada uma destas camadas é cortada por gretas de contração, e em cada evento as gretas são preenchidas, formando uma série de padrões complexos de gretas de contração.

Depósitos costeiros nas margens de lagos perenes ou efêmeros incluem deltas, praias, barras, plataformas e *mounds* carbonáticos. As estruturas sedimentares destes depósitos são idênticas aos depósitos costeiros marinhos.

Depósitos formados por ondas em lagos salinos (perenes ou efêmeros) incluem praias, barras e plataformas. Em lagos perenes grandes, o retrabalhamento por ondas e a deriva litorânea produzem depósitos arenosos que são sedimentologicamente indistinguíveis de

depósitos marinhos. Eles incluem arenitos com estratificação de baixo ângulo e laminação ondulada de fluxos oscilatórios, com partições de lama e acamadamento *flaser*.

Depósitos formados por ondas em lagos efêmeros rasos são tipicamente compostos de camadas finas de areias com laminação ondulada de fluxo oscilatório, depósitos isolados de barras ou depósitos de linha de costa. As areias são normalmente bem selecionadas, e as cristas das laminações podem ser orientadas paralelamente à linha de costa. Estas areias laminadas, em água mais profunda, podem ter partições de lama ou mesmo heterolitos (*flaser*) onde a ação de ondas é intermitente. As barras de depósitos de linha de costa podem ser compostas de materiais derivados localmente, como intraclastos lamosos de gretas de contração, crostas, nódulos de caliche e minerais evaporíticos.

Depósitos de plataforma consistem em cunhas de topo achatado que formam *foresets* mergulhando em direção ao lago. Onde as ondas retrabalham depósitos ricos em sedimentos grossos, os sedimentos podem ser maciços ou ter estratificação incipiente, particularmente se a ação de ondas for intermitente.

Sistemas Lacustres em climas áridos– Playa lakes e Sabkhas

Sabkha é uma palavra de origem árabe usada para descrever locais extensos, inóspitos, incrustados com sal que são periodicamente inundados, podendo ser costeiros ou continentais (WARREN; KENDALL, 1985; WARREN, 2006). *Sabkhas* modernos no Golfo Árabe são ocasionalmente inundados por ingressões marinhas ou enchentes continentais. Ocasionalmente possui um sentido mais restrito, significando sedimentos de planícies lamosas anidríicas depositados em ambientes costeiros (WARREN, 2006). Quando *sabkha* significa planície salina, inclui tanto depósitos costeiros quanto continentais.

Algumas vezes o termo *playa* é utilizado como equivalente geológico ao termo *sabkha*, mas da maneira que é utilizado no sudoeste dos EUA, possui um significado muito mais amplo. Além da planície salina, inclui outros sistemas relacionados, como leques aluviais distais, planícies arenosas, planícies salinas e campos de dunas (BRIERE, 2000). *Sabkhas* podem ter também nomes regionais, como *salar* (Chile), *kavir* (Irã), *takir* (Russia) (WARREN, 2006). Aqui será usado o termo *sabkha* segundo a definição de Warren (2006), que significa um sistema sedimentar alimentado por água subterrânea, com evaporitos sindeposicionais intrasedimentares que podem ocorrer tanto em planícies salinas marinhas

quanto continentais. A hidrologia de precipitação dos sais é a mesma para ambientes marinhos e continentais.

Para um lago se tornar salino, a perda de água anual deve ser maior que a água recebida por correntes, nível freático e precipitação atmosférica, em condições de bacia fechada. A maioria dos lagos salinos está presente hoje em ambientes áridos ou semiáridos, onde a evaporação anual é alta, mas relações entre salinidade, precipitação e evaporação anual podem ser complexas.

Os depósitos de lagos salinos efêmeros refletem uma constante mudança de nível de água e da concentração de solutos, que quando supersaturados geram camadas de evaporitos. Algumas são vastas planícies e outras se formam em ambientes mais restritos, como interdunas.

Sedimentos clásticos são introduzidos nos lagos por inundações em lençol, fluxos canalizados e processos eólicos. Deltas tendem a ser destruídos quando o lago seca. Depósitos de inundação, contendo areias com estratificação plano-paralela e silte, têm alto potencial de preservação e são encontrados frequentemente no registro. Na porção interna do lago, silte e argila decantam no fundo e sedimentos muito finos tendem a serem esparsos, devido à dificuldade de produção de argilas em ambientes áridos. Evaporação prolongada aumenta salinidade até a precipitação de sais, como halita, trona e outros (GALLOWAY E HOBDDAY, 1996).

Sabkhas continentais são planícies salinas intracontinentais dominadas por processos e salmouras continentais. Podem receber água através da subsuperfície ou por escoamento superficial (fluxos induzidos por tempestades), e podem estar associado com campos de dunas eólicas e corredores de interduna sazonalmente submersos (WARREN, 1989). São locais com nível de água flutuante, assim como locais de deposição subaquosa efêmera que ocorre quando tempestades inundam o lago. Hardie et al. (1978) divide os *sabkhas* continentais em três complexos deposicionais:

1. Lagos salinos efêmeros associados com leques aluviais.
2. Lagos efêmeros associados com planícies de inundação de correntes efêmeras e campos de dunas.
3. Lagos perenes associados com planícies de inundação de correntes perenes.

Lagos efêmeros associados com leques aluviais ocorrem em bacias com borda falhada tectonicamente ativas. O tectonismo gera topografia e aumenta o gradiente, então o volume de água enviado para a planície evaporítica e suas áreas adjacentes pode ser bastante grande. Baixadas intermontanas em clima árido podem ser cobertas por extensas áreas de evaporação, formando *sabkhas* continentais. O fornecimento de água advém basicamente de água subterrânea e correntes ocasionais induzidas por tempestades. Devido à importância do fornecimento por água subterrânea, nestes ambientes ocorrem a maior quantidade de evaporitos em *sabkhas* continentais. Sedimentos terrígenos são fornecidos para o sistema por inundações em lençol e uma série de correntes efêmeras nas porções proximais da bacia, e silte e areia fina são sopradas pelo vento de dunas próximas.

Lagos efêmeros associados com planícies de inundação de correntes efêmeras e campos de dunas ocorrem em bacias tectonicamente estáveis associadas com zonas de aridez. A maioria dos sedimentos neste tipo de complexo são planícies arenosas ou lamosas sem evaporitos. Em uma sucessão vertical, sequências de correntes entrelaçadas efêmeras são as fácies sedimentares dominantes. O influxo de água é realizado por tempestades, sendo que o intervalo entre os eventos pode ser de anos. Os campos de dunas associados são formados pelo retrabalhamento de sedimentos da planície de inundação e do lago no período entre tempestades.

Lagos perenes associados com planícies de inundação de correntes perenes ocorrem em vários ambientes tectônicos, mas normalmente não têm *sabkhas* expressivos. Se presentes, ocorrem em baías lamosas nas margens dos lagos. A maioria dos lagos salinos perenes possuem taludes íngremes, o que permite a água salina empoçar em climas áridos. Como influxo de água é devido à descarga perene de rios, o nível do lago não flutua tanto quanto em lagos alimentados por correntes efêmeras. As fácies sedimentares mais comuns são os depósitos de fundo de lago, sem planícies lamosas ou arenosas ativas.

*Notas de tradução:

Saline pan: planície salina; *braid plain*: planície de rio entrelaçado.

Mudflat: planície lamosa; *Dry mudflat*: planície lamosa seca.

Estudos de casos

Modelo Atual

Lake Eyre- Austrália

O Lago Eyre, na Austrália, é excelente exemplo de sistemas aluviais em climas áridos. Neste sistema deposicional é possível presenciar a interação de sistemas de leques aluviais, rios efêmeros com leques terminais e *sabkhas* em um mesmo lugar, servindo de análogo para depósitos do registro geológico.

Este lago está localizado na porção central da Austrália, e é o quarto maior *playa lake* do mundo (CALLEN *et al.*, 1986), com uma área de captação de 1.140.000 km², equivalente a um sexto da área da Austrália (fig. 29). A porção norte do lago tem área de 8.430 km² e tem 144 km de comprimento e 77 km de largura. A porção sul é menor, tem 64 km de comprimento e 24 km de largura, totalizando a área de 1.260 km² (WARREN, 2006). A base do lago é bastante plana, tornando a definição da porção mais profunda muito arbitrária. A bacia de drenagem é dividida entre as maiores cinco captações fluviais. Todas as correntes que fluem para o Lago Eyre são caracterizadas por extrema variação na descarga e na duração, sendo que a descarga média da bacia é de 4 km³ por ano, equivalente a uma lâmina de água com 3,5 mm de profundidade. As maiores precipitações, equivalente a 400 mm, ocorrem nas margens norte e leste, onde a precipitação é proveniente de um cinturão de monções.

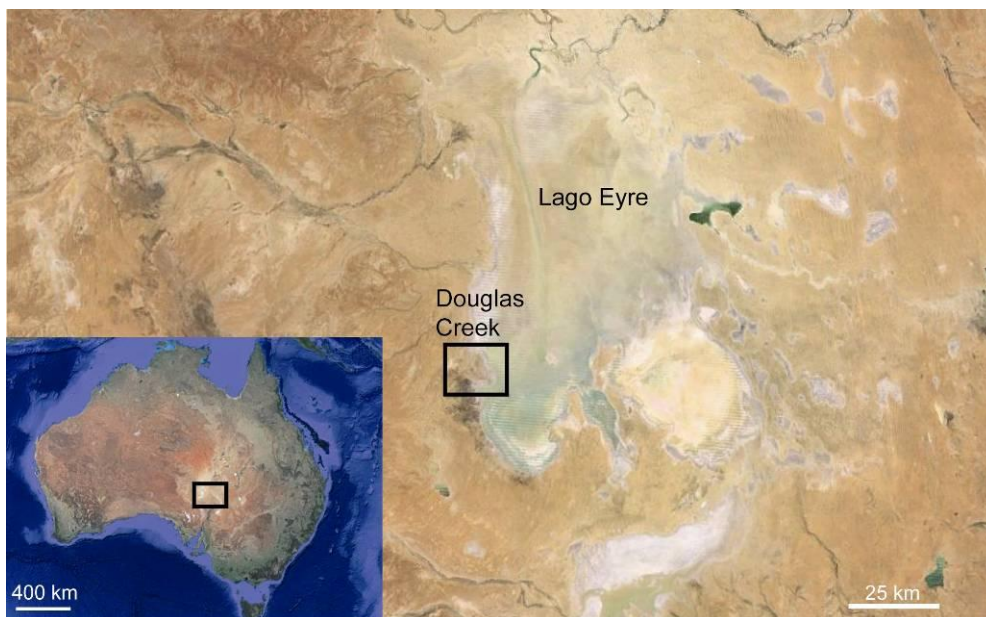


Figura 29- Imagem de satélite com a localização do Lago Eyre e Douglas Creek, Austrália. Imagens de satélite retiradas de Google Earth.

Além de ser a bacia regional para o escoamento superficial, o lago também recebe água freática da Great Artesian Basin (GAB), que consistem em várias bacias sedimentares com aquíferos confinados de arenitos quartzosos do Triássico, Jurássico e Cretáceo (Lang *et al.* 2004). A descarga natural do GAB provém de locais difusos onde o nível freático aflora, ou pelas mais de 600 fontes na porção sul do lago. Fluxos medidos nestas fontes variam de 0,0001 a 0,23 m³/s, totalizando algo em torno de 1 m³/s, com salinidade entre 700 e 80.000 ppm, pH de 7,1 a 8 e temperatura da água entre 30° e 40 °C. Uma típica fonte hidrotermal consiste em uma poça de água central, com uma franja de vegetação, um canal e várias camadas de carbonato.

Na estação seca, as porções mais baixas ficam cobertas por crostas de 0,5 m de halita estratificada. Todo o volume de 4x10⁸ toneladas de sal é completamente dissolvido durante as maiores enchentes, de maneira que a superfície topográfica do lago se torna mais profunda durante as cheias (SMOOT e LOWENSTEIN, 1991). Quando o lago seca, a crosta fica rodeada por fácies da planície salina lamosa, com cristais de gipsita que crescem de modo deslocante na zona de franja capilar.

É pela porção norte que a maioria das correntes efêmeras adentra a depressão no lago. Os pontos de entrada são definidos por deltas em lençol, achatados e amalgamados, que são dominados por areias finas e silte (SMOOT E LOWENSTEIN, 1991). A porção mais distal dos deltas é cortada por canais rasos, sendo que o maior deles (Warburton Channel) é uma depressão norte-sul que transecta dois terços do lago. Quando o lago enche, este canal rapidamente canaliza a água para o sul, promovendo a dissolução da crosta de sal.

A drenagem de Douglas Creek será usada como exemplo de rio efêmero com leque terminal, pois os trabalhos realizados nele são bastante detalhados, sedimentologicamente e faciologicamente (KOTWICKI, 1999, FISHER *et al.* 2007, 2008). Esta seção está baseada basicamente no trabalho de Fisher *et al.* (2008), trabalho mais recente que caracteriza este ambiente deposicional. Douglas Creek mede 93 km do seu ponto mais a montante até a desembocadura no lago (fig. 30).

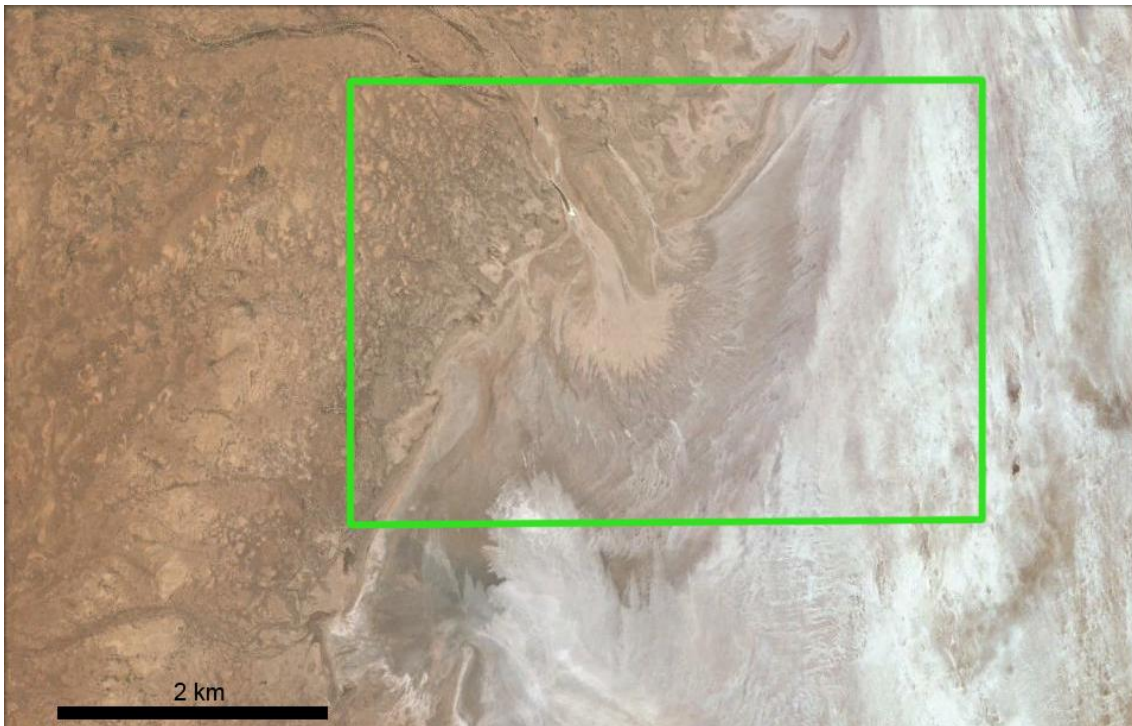


Figura 30- Imagem de satélite mostrando Douglas Creek. Retirado de Google Earth.

Ao longo do seu comprimento, esta drenagem recebe descargas de correntes pequenas com drenagem local, mas nenhum afluente significativo deságua nela. Fisher *et al.* (2008) identificaram sete litofácies que ocorrem em um ou mais dos 3 elementos arquiteturais que compõem o leque terminal (canal distributário; espraiamento proximal e espraiamento distal - fig. 31). A fácies Gs é constituída de conglomerados clasto-suportados com estratificação plano-paralela incipiente, interpretada como carga de fundo. As areias são divididos em Sc, para areias finas a grossas, com ocasionais grânulos dispersos com estratificação plano-paralela ou cruzada acanalada, interpretadas como formas de leito de crista reta e sinuosa; Sr, para areias muito finas a grossas com *ripples* de pequeno porte; e Sm para areias muito finas a grossas, maciças, com alto conteúdo de silte/argila, interpretadas como sedimentos fluviais que tiveram sua estrutura suprimida.

A porção mais fina foi separada em Fc, para lama carbonosa de origem orgânica, Fm para silte e argila maciça ou plano-paralela com bioturbação, interpretada como deposição em fluxos de baixa velocidade com sobreposição de processos pedogênicos e Clm para argila plano-paralela, depositada por suspensão.

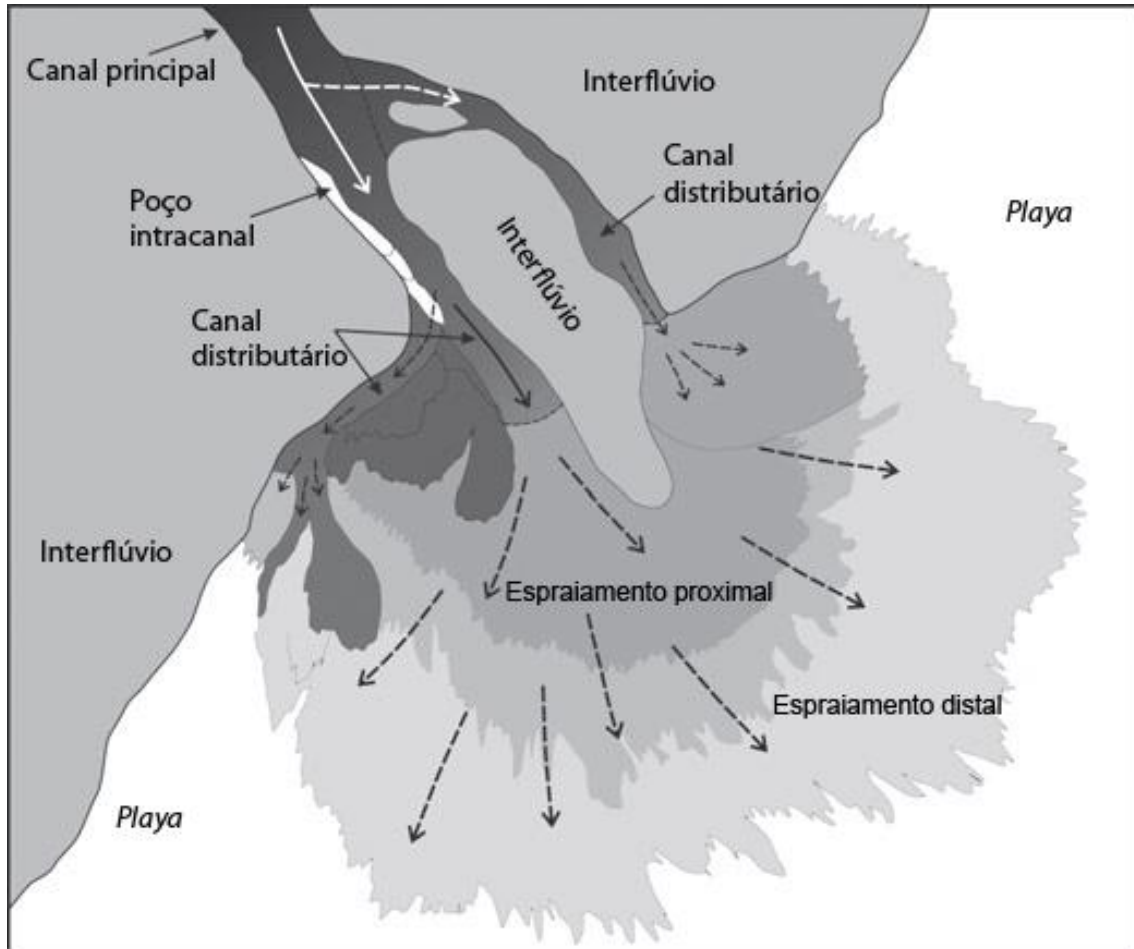


Figura 31- Posicionamento espacial dos elementos arquiteturais que compõem o leque terminal de Douglas Creek. Modificado de Fisher *et al.* (2008).

O elemento arquitetural “canal distributário” é composto basicamente pelas fácies Sm, Sc, Sr, Clm e Gs, caracterizando canais amplos com os sedimentos mais grossos encontrados no leque (Fig. 32). As areias com estratificação cruzada, areias maciças e areias com marcas onduladas de correntes unidirecionais são dominantes, e podem estar associada com argilas. Pequenas lentes de conglomerado podem ocorrer isoladamente. Muitas camadas com estratificação cruzada apresentam variação de espessura de laminação, mostrando flutuação da magnitude do fluxo durante a deposição, o que é característico de correntes efêmeras. Fácies arenosas separadas por camadas descontínuas de siltes e argilas são interpretadas como oriundas da persistência de pequenas poças semi-permanentes durante enchentes de maior magnitude.

O elemento denominado “espraiamento proximal” é composto de camadas espessas de arenitos com estratificação cruzada e/ou maciços (Sc e Sm). Geralmente os sedimentos são limpos, de granulometria média a grossa, e transportados como carga de fundo. Ocorrem clastos de argila na base dos sets, sendo que clastos grandes servem como marcadores para o início deste elemento, frequentemente em associação com camadas de conglomerados (Gs). A presença de superfícies erosivas indica que no estado inicial de desconfinamento a corrente mantém um componente erosivo. Nesta porção, o tamanho de grão tem seu pico por volta de 2ϕ (areia média).

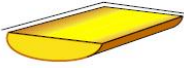
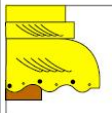

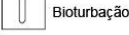
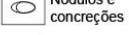

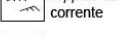

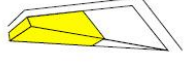
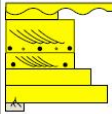
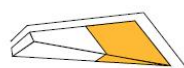
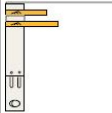
Elemento	Dimensões dos elementos				Forma	Coluna	Legenda
	Extensão	Largura	Espessura	L : E			
Canal Distributário	N/A	<150 m	170–100 cm	100 : 1			<ul style="list-style-type: none">  Estr. Cruzada planar  Bioturbação  Nódulos e concreções  Material vegetal  Ripples de corrente  Raízes
Espraiamento Proximal	<1 km	0.1–1.8 km	170–50 cm	200-3000 : 1			
Espraiamento Distal	>1 km	1.8 – 3.5 km	60–10 cm	>6000 : 1			

Figura 32- Sumário da caracterização dos elementos arquiteturais. Modificado de Fisher et al. (2008).

Por último, no elemento arquitetural “espraiamento distal” predomina argilas e lamias (fácies Clm). As areias maciças finas (Sm) intercaladas com lamias são as fácies arenosas predominantes. Algumas vezes lamias carbonosas (Fc) ocorrem como camadas finas e descontínuas. A significativa diminuição de tamanho de grão faz com que silte seja o tamanho de grão predominante, indicando a desaceleração contínua da enchente enquanto as águas se espalham em direção à bacia. A ausência de estruturas trativas indica que os sedimentos foram depositados basicamente por suspensão ou por correntes muito fracas, ou em poças de água. As areias desta porção têm seu tamanho médio em torno de 3ϕ (areia fina) mas a granulometria dominante é areia muito fina/silte ($4-5 \phi$) (Fisher *et al.*, 2008) (fig. 33).

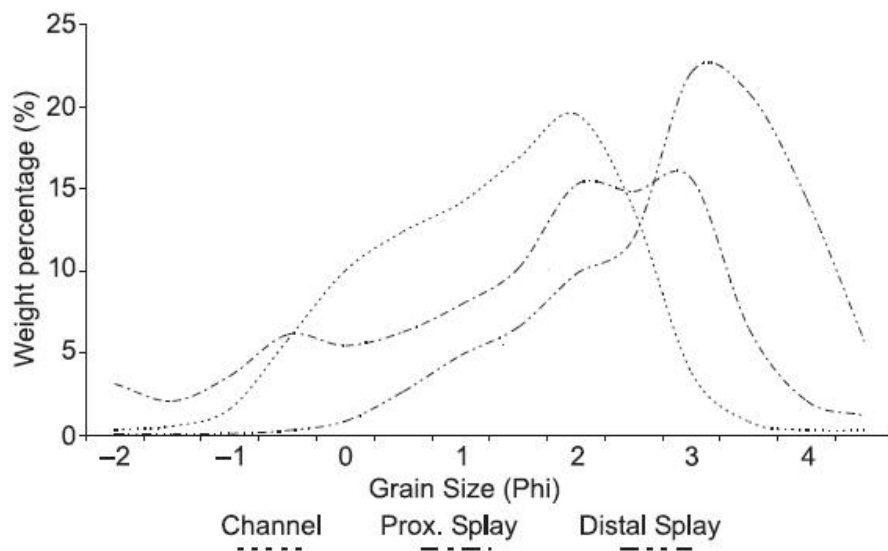


Figura 33- Gráfico de distribuição de tamanho de grão por peso de amostra total em cada um dos elementos arquiteturais. Modificado de Fisher et al. (2008).

Com o aumento da distância da fonte, o espraioamento mostra uma diminuição no tamanho de grão, espessura de camadas, superfícies erosivas e estruturas trativas. Na transição entre o espraioamento proximal e o distal pode ocorrer deposição de troncos carregados pela corrente na medida em que o fluxo desacelera. Uma característica peculiar às enchentes em lençol é a propagação assimétrica da frente de enchente devido à topografia da planície, o que torna irregular os limites entre os depósitos (fig. 34).

Durante os estágios iniciais da enchente, correntes provindas de áreas adjacentes aos canais se encontram, formando poças nas porções mais baixas dos canais. Com o aumento do fluxo, a água extravasa para a próxima poça, até que todos os fluxos se combinam para formar uma corrente contínua. Este processo é tido como responsável pela formação dos *drapes* de sedimento fino entre fácies mais grossas. Na medida em que a corrente persiste na porção principal do Douglas Creek, a erosão na base do canal causa a incorporação de clastos de lama, principalmente onde as poças são semi-permanentes. À jusante, os canais começam a se tornar rasos, fazendo com que a água extravase, causando expansão e conseqüentemente a diminuição na espessura do fluxo. Essa desaceleração é responsável pela diminuição na competência do fluxo, causando a redução no tamanho de grão e espessura das camadas para as porções mais distais. A energia diminui também ao se afastar da porção central do leque, portanto os depósitos são assimétricos radialmente. No estágio de enfraquecimento da corrente, as enchentes tornam a ficar confinadas em canais pequenos e rasos, e finalmente,

quando a enchente cessa, as depressões se tornam pequenos lagos, onde uma fina camada de lama se deposita por suspensão (HUBERT e HYDE, 1982; LANG *et al.*, 2004). Imediatamente após o evento de enchente, os sedimentos ficam expostos a diferentes graus de pedogênese. No período entre as enchentes a perda de água por evaporação é muito grande, o que permite a concentração de sais e a formação de uma camada salina. O aumento da aridez pode levar ao retrabalhamento eólico da superfície. De maneira geral esta drenagem é totalmente seca, exceto por um poço de água semi-permanente próximo à desembocadura sul do canal. Neste poço ocorre deposição de lama, gerando uma superfície suscetível ao arrancamento de clastos de lama durante a próxima enchente.

Existem variações significativas na escala, geometria e associação de fácies de um leque terminal ou complexo terminal. Na escala de evento, diferenças sutis nos fatores que influenciam as enchentes em lençol (por exemplo, magnitude da enchente e velocidade do fluxo) resultam em interdigitações significativas horizontal e verticalmente das porções proximais e distais dos leques terminais. A figura 34 mostra o modelo final proposto pelos autores.

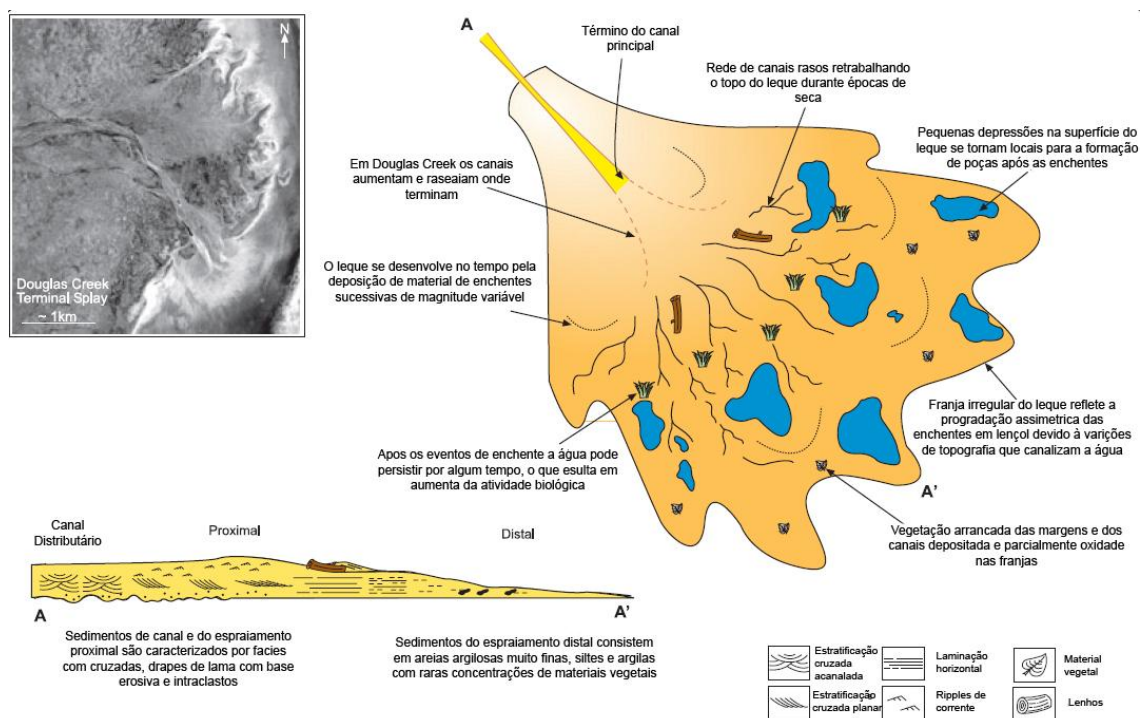


Figura 34- Fotografia aérea de Douglas Creek, com modelo deposicional em planta e em seção transversal. Modificado de Fisher et al. (2008).

Modelos do registro

Fundy Basin- Nova Scotia, Canadá

A Bacia de Fundy composta por uma de uma série de riftes do início do Mesozóico, desenvolvidos na margem noroeste do Oceano Atlântico. Ela contém entre 6 e 12 km de espessura de sedimentos não-marinhos no seu depocentro, e possui idades entre o Anisiano e o Hettangiano (WADE *et al.* 1996). Esta bacia pode ser dividida em três sub-bacias (Fundy, Minas e Chignecto), representando um meio graben complexo que ocorreu no Triássico. Aqui, será abordada apenas a sub-bacia Minas, que contém a seção mais significativa para este trabalho (fig. 35).

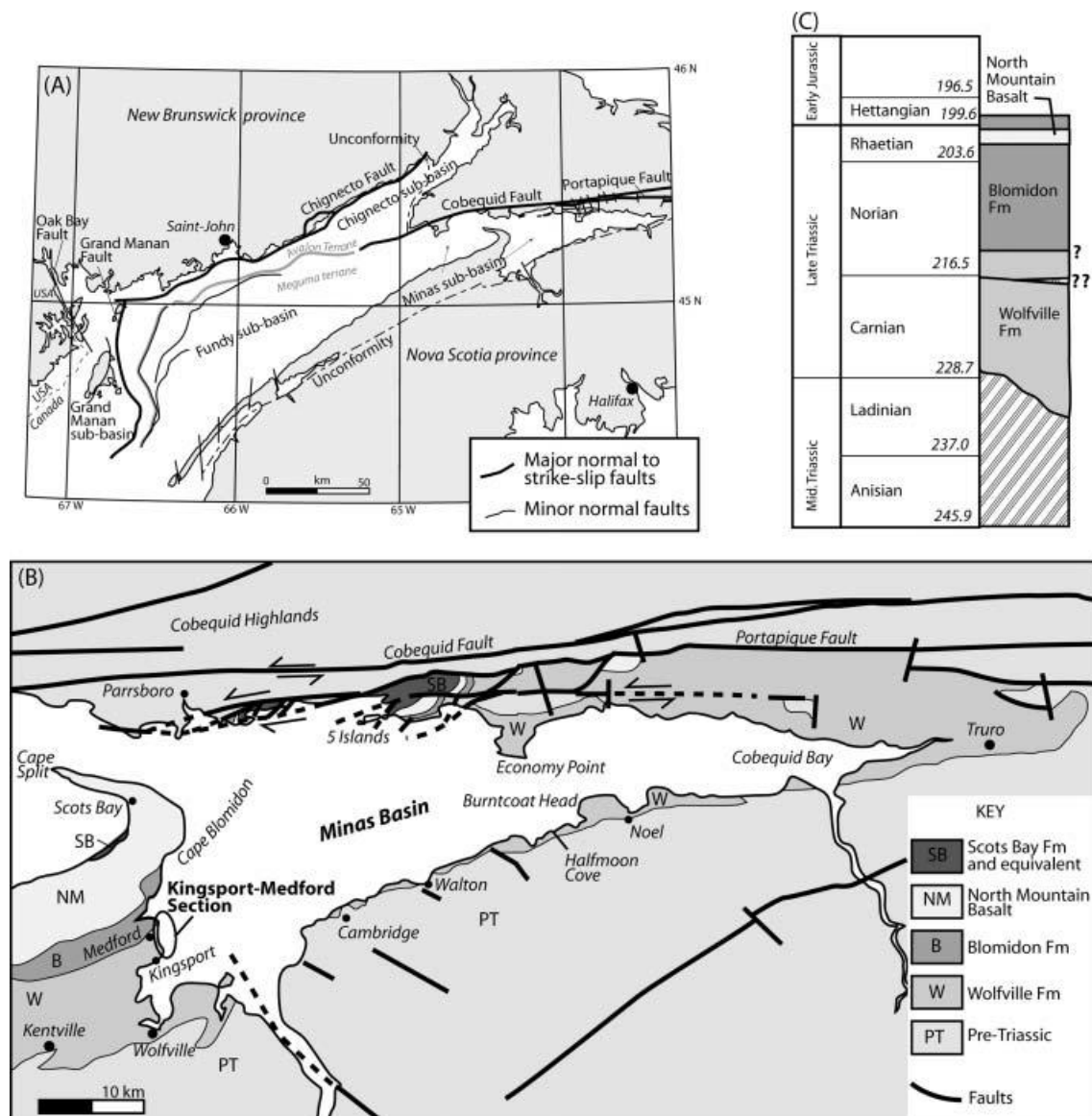


Figura 35- A) Localização das bacias de Fundy e Minas, na costa leste canadense. B) Mapa geológico das bacias. C) Carta estratigráfica das bacias. Modificado de Leleu e Hartley (2010).

A sub-bacia de Minas é a que possui a menor seção em termos de espessura. Nos seus 1050 m de espessura, ela inclui 850 m da Formação Wolfville e 250 m da Formação Blomidon. A Formação Wolfville é formada por arenitos fluviais grossos a finos, dunas eólicas e leques aluviais (LELEU *et al.* 2009; MERTZ e HUBERT, 1990), depositados sob clima árido a semi-árido. A idade desta formação é baseada em fósseis de moluscos, répteis e anfíbios (Olsen *et al.* 1989) e provavelmente é de idade carniana. A Formação Blomidon recobre a Formação Wolfville e tem idade aproximadamente noriana-rética. O contato entre as duas formações é marcado pela mudança abrupta de arquitetura de fácies, que é marcado pelo desenvolvimento de arenitos fluviais intercalados com lamitos de *playa* com geometria em lençol. A Formação Blomidon é composta por arenitos tabulares, maciços ou com estratificação cruzada, lamitos laminados lacustres com raros evaporitos (HUBERT e HYDE, 1982; MERTZ e HUBERT, 1990), com deposição ocorrendo em um sistema climático árido a semi-árido, sendo a maioria dos canais fluviais fruto de enchentes em lençol. Ambas as formações serão tratadas aqui, pois representam sistemas deposicionais aluviais e lacustres geradas em climas áridos e semi-áridos (fig. 36).

A Formação Wolfville é dividida em inferior, média e superior. Os trabalhos mais recentes que descrevem esta formação são os trabalhos de Leleu *et al.* (2009) e Leleu e Hartley (2010), nos quais será baseada esta seção. As rochas encontradas na Fm. Wolfville são brechas suportadas por matriz, interpretadas como fluxos gravitacionais, conglomerados suportados por matriz, interpretados como depósitos proximais de enchentes em lençol em leques aluviais, e conglomerados com estratificação cruzada acanalada, interpretados como barras cascalhosas de rios entrelaçados. Os arenitos podem ser grossos, conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada ou planar e com icnofósseis atribuídos a icnofácies *Scoyenia*, interpretados como depósitos de preenchimento de canal ou barras de pequeno porte, ou maciços, quartzosos, bem selecionados, com intraclastos ou estratificação cruzada planar, interpretados como depósitos de enchentes em lençol. A porção mais fina é composta por lamitos tabulares com bases abruptas e gretas de contração, intercaladas com camadas lenticulares finas de arenitos com marcas onduladas, interpretados como depósitos de um lago efêmero que secava frequentemente, intercalados com depósitos de enchente. Também são encontrados paleossolos calcínicos maduros e paleossolos incipientes com marcas de raízes.

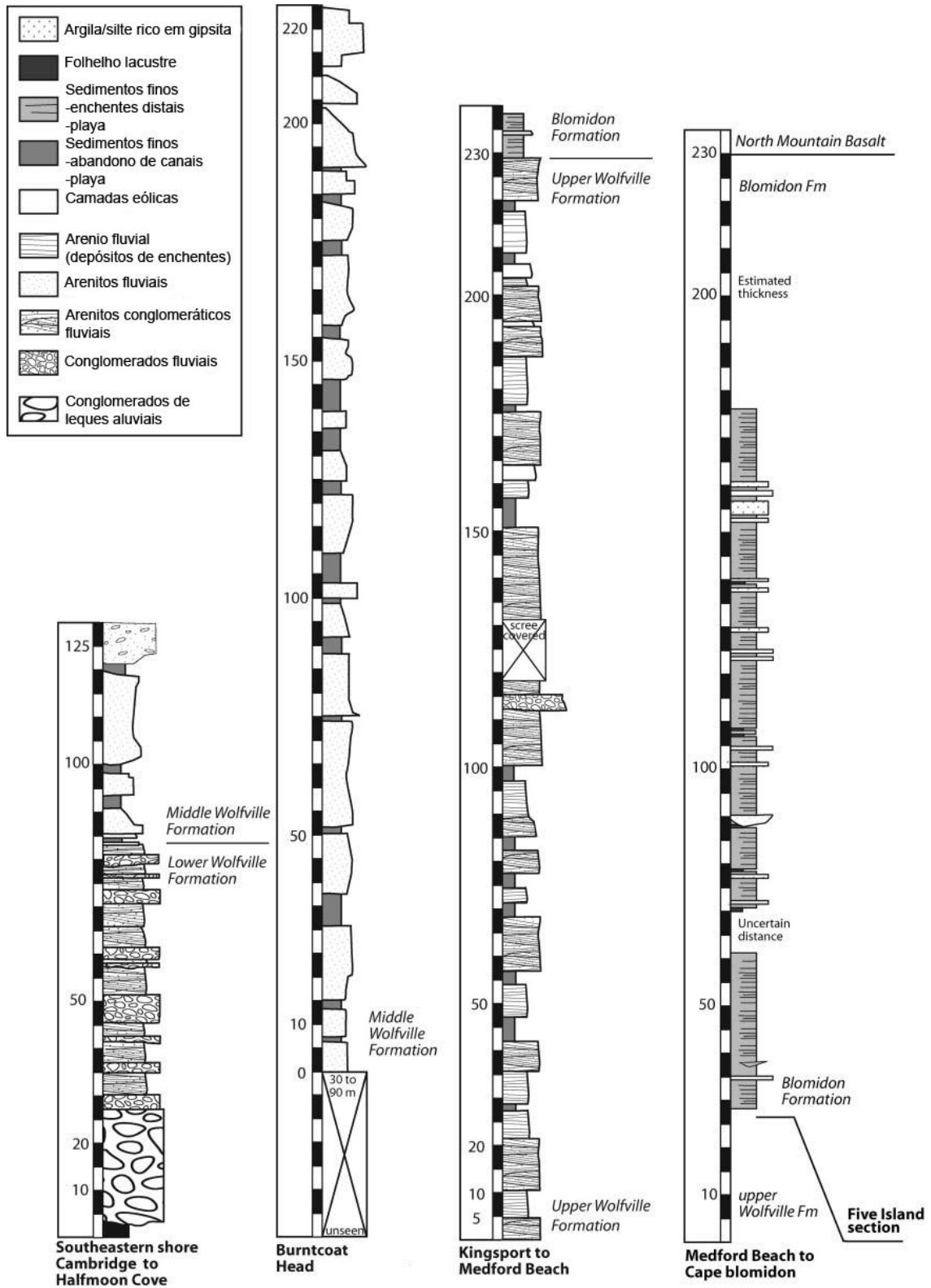


Figura 36-Colunas compostas mostrando as Fms. Wolfville e Blomidon. Modificado de Leleu e Hartley (2010).

As fácies identificadas na Formação Wolfville foram divididas em cinco associações de fácies: fluvial, *splay*, eólico, *playa* e margem de *playa*. A associação de fácies fluvial é composta basicamente por arenitos com estratificação cruzada e conglomerados subordinados, interpretados como deposição de barras em canais fluviais entrelaçados (ainda que os autores comentem que em algumas porções predominem fácies mais típicos de rios meandrantés). Os argilitos e arenitos muito finos a silticos são muito subordinados e atribuídos ao abandono de canais. A associação de fácies de *splay*, ou espraiamento, composta pelos arenitos tabulares e arenitos muito finos a silticos, com argilitos subordinados, inclui depósitos interpretados como fluxos não confinados, com argila sendo depositada no final de cada fluxo. Entretanto, em alguns locais os argilitos podem representar depósitos de espraiamentos terminais (*terminal splays*) (Nichols e Fisher, 2007). A Fm. Wolfville possui extensiva bioturbação, que segundo Nichols e Fisher (2007) é fruto da abundante umidade e baixa taxa de sedimentação, propiciando a colonização por fauna oportunista. A associação de fácies eólica inclui as fácies interpretadas como depósitos de dunas e interdunas. A associação de fácies de *playa* é composta por mais de 95% de argilito, localmente com gretas de contração, sendo os arenitos muito finos a silticos subordinados. Esta associação de fácies registra a existência de lagos muito rasos e efêmeros. Por fim, a associação de margem de *playa* é composta por arenitos líticos tabulares, argilitos com fragmentos de arenito e arenitos quartzosos, representando a margem do lago efêmero, com depósitos distais de enchentes em lençol intercalados com depósitos lacustres.

Sobreposta à Formação Wolfville está a Formação Blomidon. Esta Formação é composta basicamente por ciclos de escala métrica de arenitos e lamitos vermelhos (Hubert e Hyde 1982). Estas fácies descritas foram agrupadas por Hubert e Hyde (1982) e Mertz e Hubert (1990) em três sistemas deposicionais: planície arenosa (*sand flat*), planície lamosa de *playa* (*playa mud flat*) e lago. Os arenitos com laminação plano-paralela ou marcas onduladas cavalgantes, capeados por *drapes* de lama são interpretados como depositados por enchentes provocadas por tempestades nas áreas-fonte, que descem as drenagens provocando enchentes em lençol rasas em direção ao interior da bacia. A desaceleração do fluxo geraria as marcas onduladas cavalgantes e os *drapes* de lama. Com o ressecamento, a precipitação intrasedimentar de minerais evaporíticos causou o rompimento de algumas camadas. A ausência de gretas pode estar relacionada ao rompimento pela precipitação de evaporitos, ou à inibição do ressecamento pela presença constante de uma salmoura. O ambiente de planície lamosa de *playa* é representado por lamitos arenosos, que os autores interpretam como

depositados por enchentes ao longo de milhares de anos na grande planície que ocupava grande parte do vale. Alguns destes depósitos apresentam evaporitos ou lentes eólicas intercaladas, o que deve representar grandes períodos de seca. Por último, os depósitos lacustres são formados pelos argilitos físseis, que são interpretados como depositados nas margens de lagos rasos e oxidantes que encheram a depressão da *playa* durante intervalos relativamente úmidos. A origem lacustre é interpretada com base na ausência de minerais evaporíticos e de gretas de contração. Além disso, a presença de peixes, ostracodes e conchostráceos indica condições mais úmidas. O modelo proposto para a sedimentação nas bacias de Minas e Fundy está apresentado na figura 37.

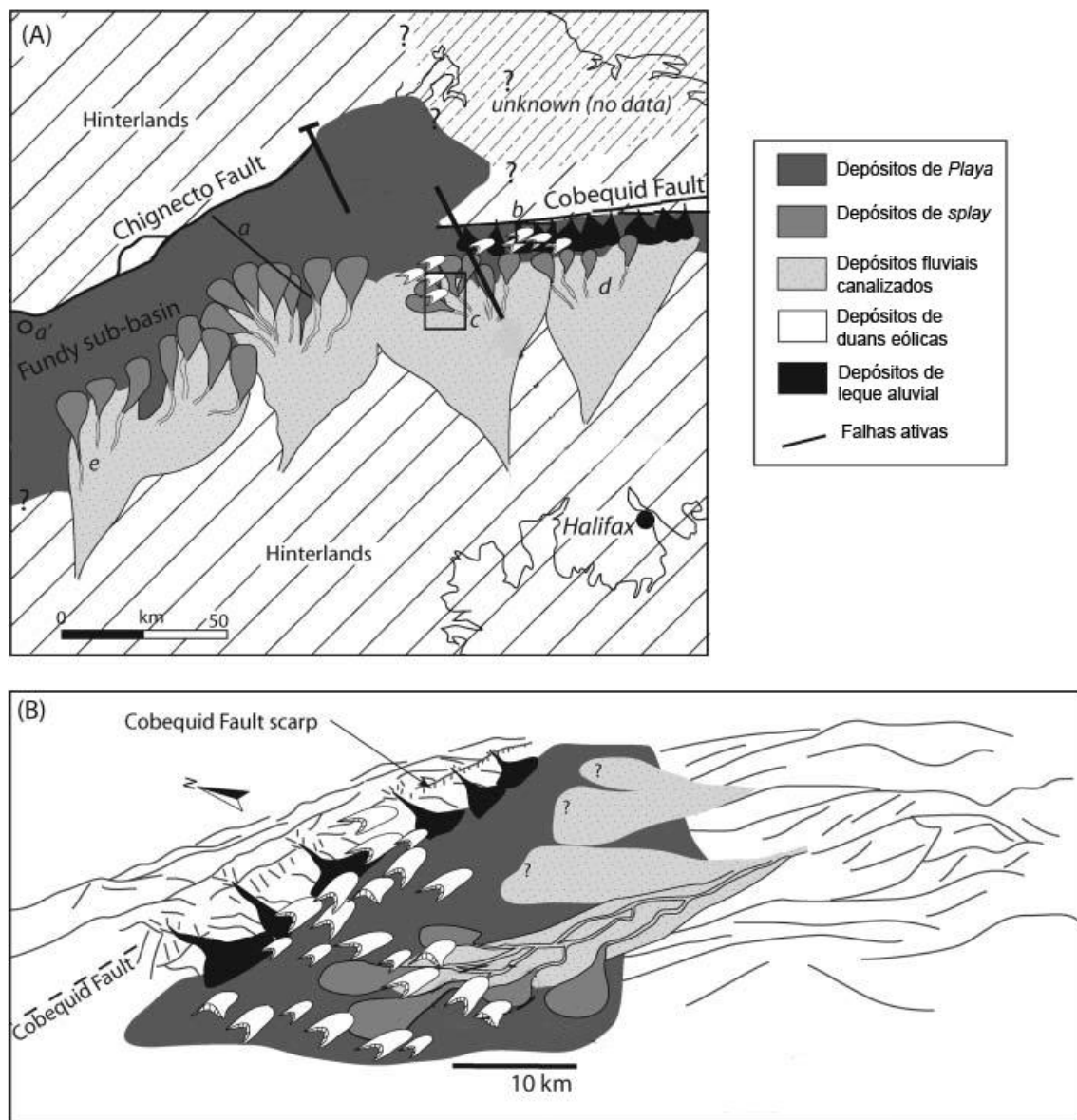


Figura 37- Modelos deposicionais para as bacias de Fundy (A) e Minas (B). Modificado de Leleu e Hartley (2010).

Ebro Basin- Espanha

A Bacia de Ebro, na Espanha, é uma bacia de ante-país, formada pela orogenia dos Pirineus. Os Pirineus se formaram no Cenozóico, como resultado do encurtamento crustal entre a placa Eurasiana e a subplaca Ibérica (MUÑOZ *et al.* 1992). Os sistemas fluviais distributários Luna e Huesca são sistemas fluviais contemporâneos e efêmeros de idade miocênica situados no norte da bacia. Ambos os sistemas mostram, distalmente, uma diminuição em tamanho de grão e profundidade dos canais, além de um aumento na quantidade de arenitos em lençol, interpretados como depósitos de eventos de fluxos desconfiados (HIRST E NICHOLS, 1986).

O sistema Luna cobre uma área de 2500 km² em um raio de 40 km, e ao leste, o sistema Huesca é maior, com um raio de mais de 60 km (HIRST E NICHOLS, 1986) (fig. 38).

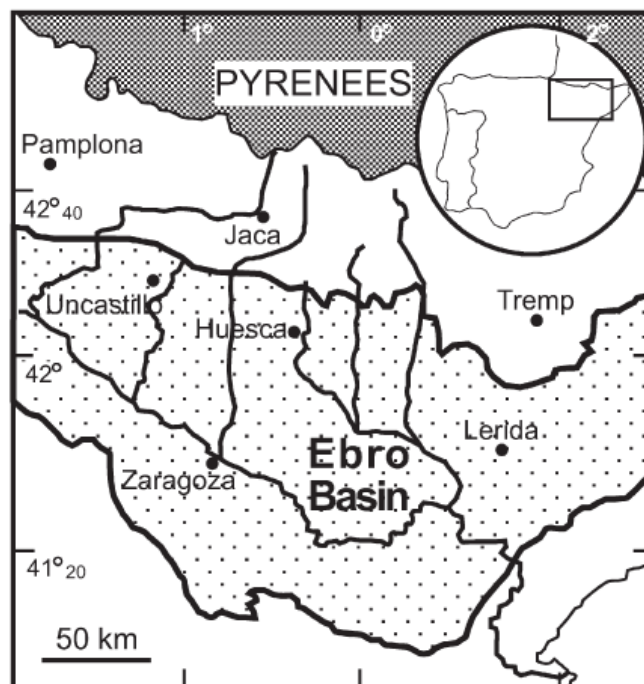


Figura 38- Localização da bacia de Ebro, Espanha. Modificado de Fisher *et al.* (2007).

As fácies identificadas por Fisher *et al.* (2007), que descreve a porção mais fina, são compostas por lamitos maciços (Mx) com espessura de 0,05 a 6 m e grande continuidade lateral, interpretados como depositados predominantemente em condições de baixa energia, sob condições subaéreas por fluxos desconfiados; e lamitos pedogenizados, mosqueados,

com espessuras de 0,05 a 0,60 m, interpretados como depósitos de fluxos desconfiados que sofreram processos pedogênicos. Os arenitos com geometria de canal são moderadamente selecionados e variam a granulometria entre grosso e muito fino, com arenito fino sendo o predominante. São encontradas feições de acreção lateral, *ripples* e estratificação cruzada, mas a maior parte dos arenitos é maciça. Os arenitos com *ripples* foram interpretados como depositados por fluxo turbulento e os arenitos maciços como depositados por fluxos sobrecarregados de sedimento, que resultou na supressão da estratificação. A geometria das fácies arenosas foi classificada como canais em fita (Scr), canais em lençol (Scs) e canais pequenos (Scm). Os arenitos com geometria em lençol com base erosiva (Sse) são geralmente finos, com espessura média de 0,32 m e largura de 22 m. São normalmente maciços ou com *ripples* incipientes, apresentam pelotas de lama, e são interpretados como depósitos de fluxos inicialmente turbulentos, mas com rápida diminuição de capacidade de transporte por desaceleração do fluxo. Ocorrem também arenitos com geometria em lençol (Ssa), com espessura média de 0,13 m, com areias finas, moderadamente selecionadas, com raras pelotas de lama e ausência de estrutura, sendo interpretados como depósitos carga de fundo e de suspensão em fluxos desacelerantes. Os arenitos lenticulares (Sli) têm base abrupta, não erosiva, e são maciços, sendo interpretados como depósitos de fluxos desconfiados de baixa energia. Ocorrem também arenitos médios a finos com gradação normal (Ssf), *wave ripples* ou laminação plano-paralela e geometria em lençol, com espessura média de 0,44 m, interpretados como depósitos de desaceleração de fluxo causado pela entrada no corpo de água, sendo que as porções superiores poderiam ser retrabalhadas por ondas. Arenitos finos a muito finos com *wave ripples* (Ssw), com espessura média de 0,19 m, são interpretados como depósitos de fluxos de menor magnitude retrabalhados por ondas. Arenitos lamosos com geometria em lençol e laminação plano-paralela (Shh) são interpretados como deposição da carga de suspensão em fluxos desacelerantes. Por fim, as fácies de precipitação química, que são margas lacustres (LM), estratificadas e com muita bioturbação, que podem estar brechadas, são interpretadas como carbonatos palustres e calcários estromatolíticos, com biohermas, e camadas com oncólitos, que sugerem a precipitação em águas na transição de saturadas em carbonato para ricas em sulfato. As fácies descritas neste trabalho são agrupadas em cinco associações de fácies (A.F.): 1) A.F. de canais e espaiamentos laterais, 2) A.F. de leques terminais, 3) A.F. de topo deltaico, 4) A.F. de frente deltaica e 5) A.F. de prodelta. Além da descrição e interpretação de fácies, o trabalho de Fisher *et al.* (2007) faz um estudo comparativo entre espessura e largura dos corpos arenosos, para avaliar os depósitos em lençol. Cada um dos depósitos estudados é mostrado nas figuras 39, 40 e 41.

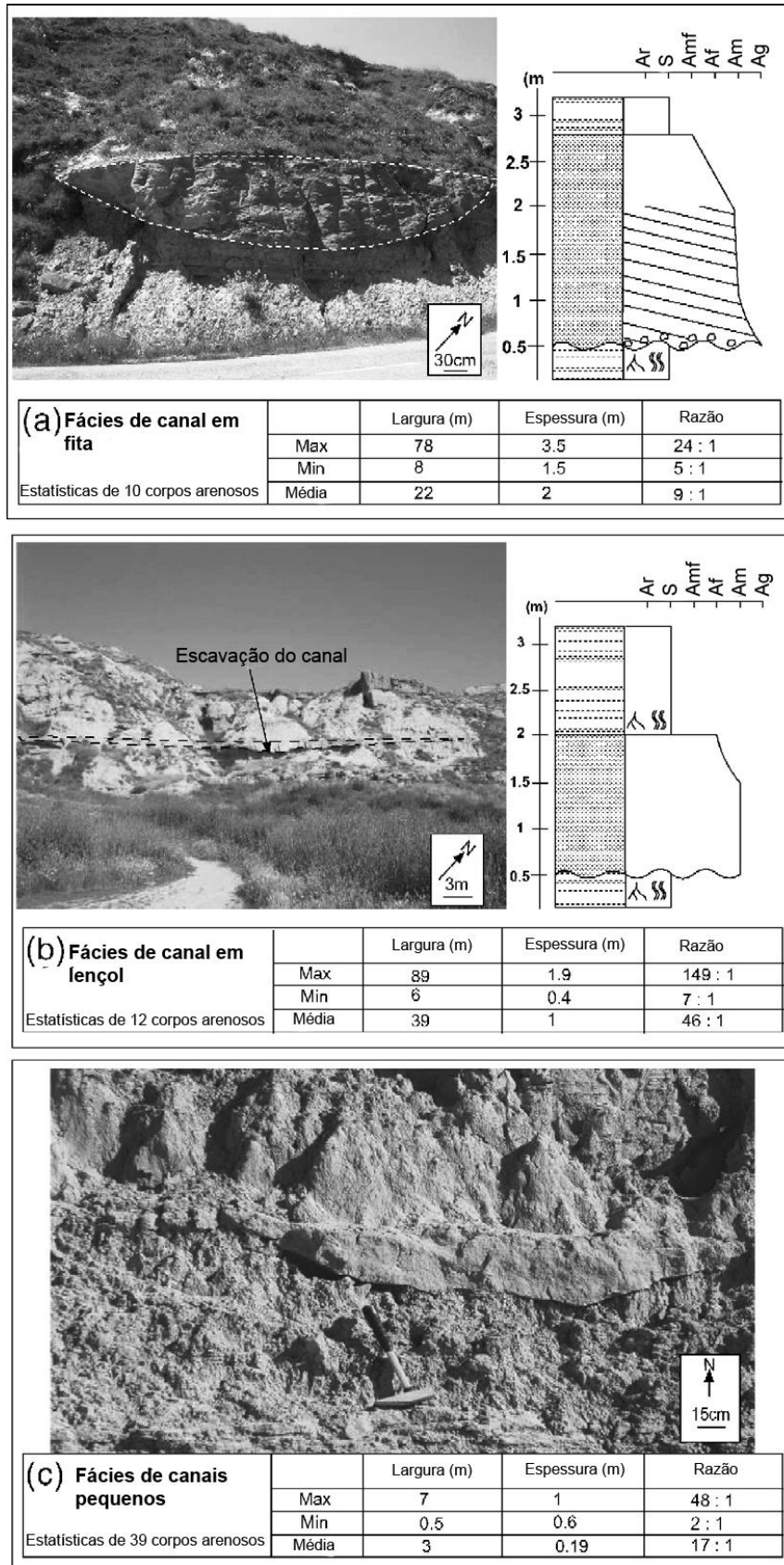


Figura 39- Fotos de afloramento, perfis colunares e dimensões das fácies estudadas na Bacia de Ebro. Modificado de Fisher et al. (2007).

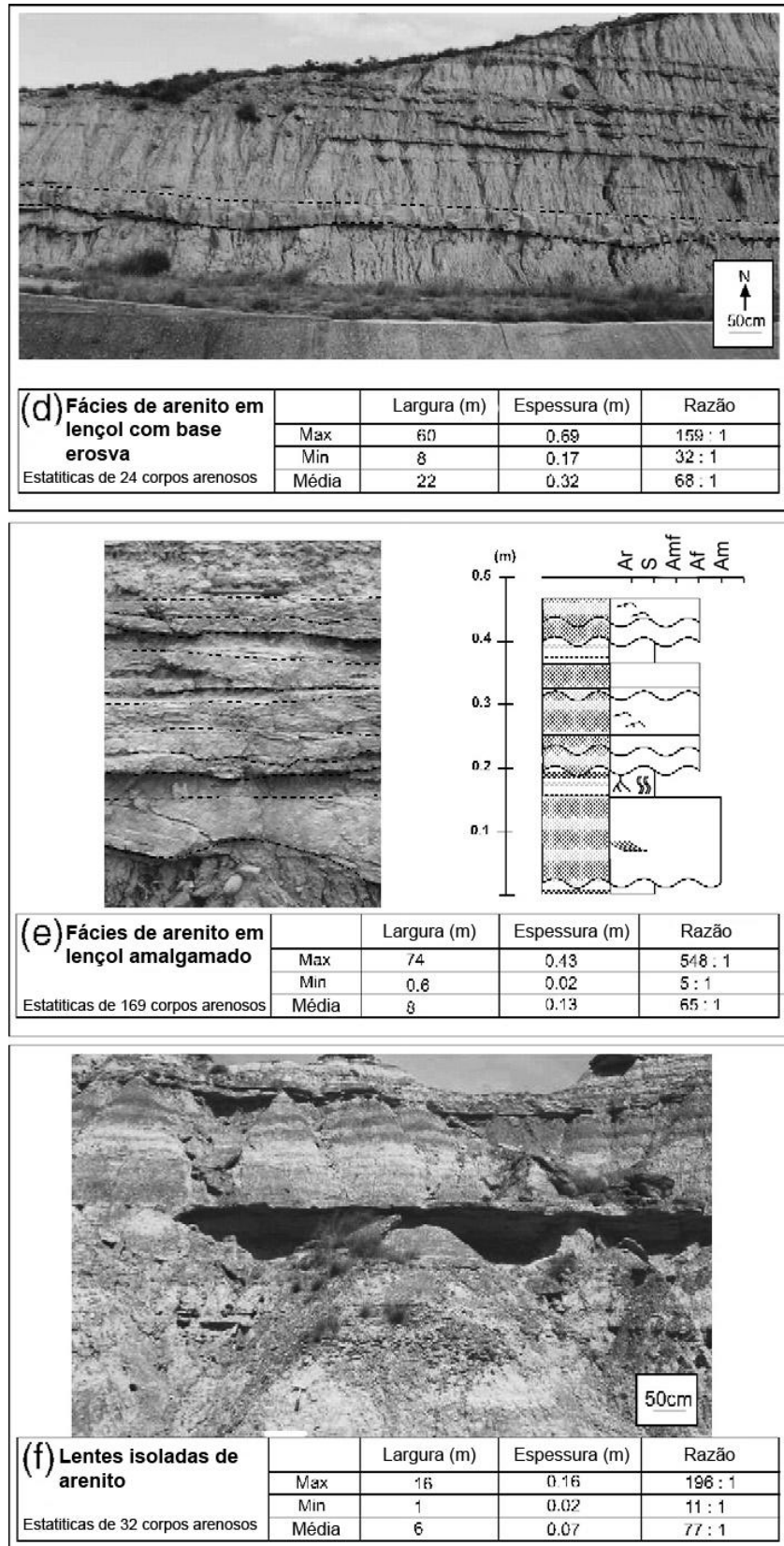


Figura 40- Fotos de afloramento, perfis colunares e dimensões das fácies estudadas na Bacia de Ebro. Modificado de Fisher et al. (2007).

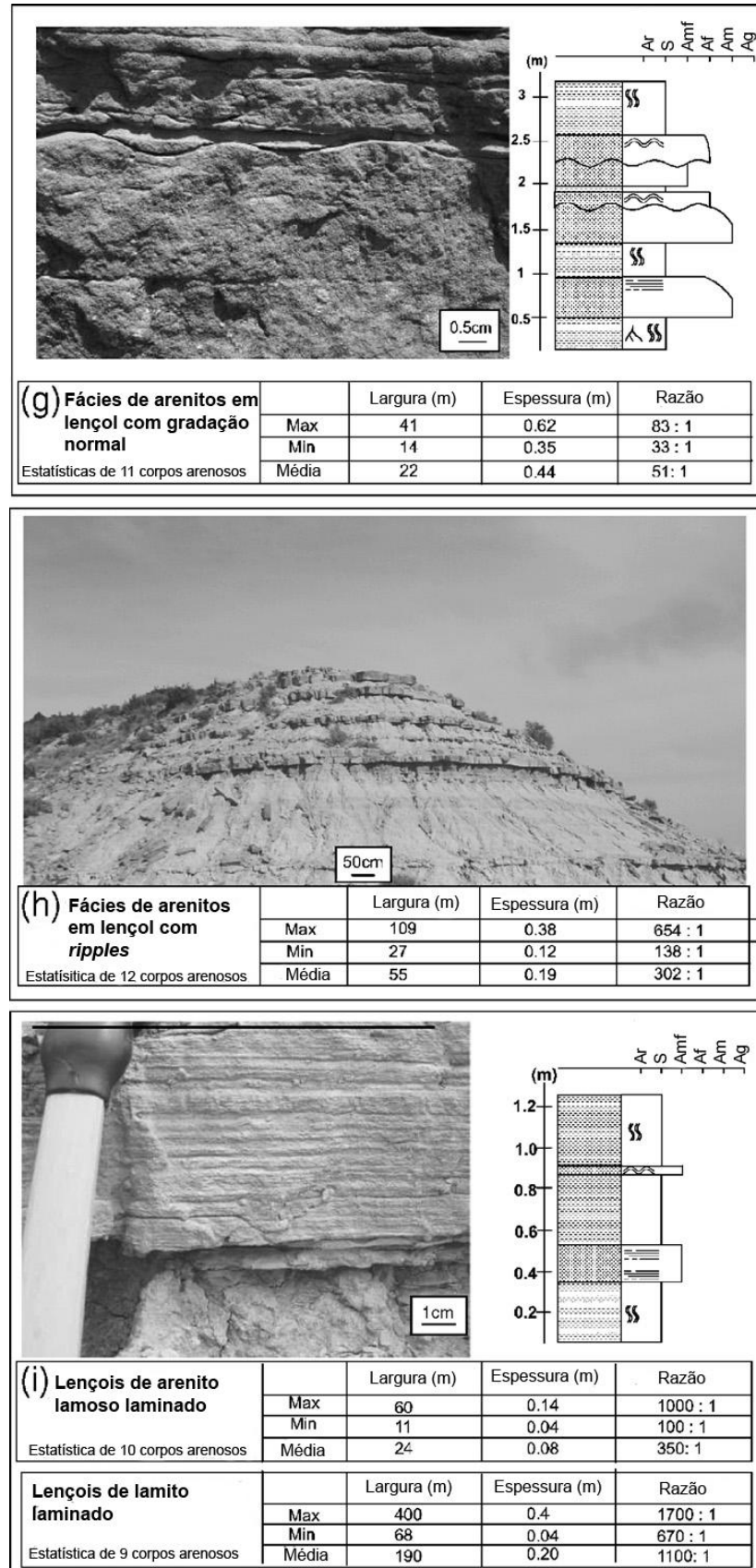


Figura 41- Fotos de afloramento, perfis colunares e dimensões das fácies estudadas na Bacia de Ebro. Modificado de Fisher et al. (2007).

A associação de fácies de canais e espraiamentos laterais possui corpos arenosos com geometria em fita e em lençol. Os canais são incisos em lamitos e lamitos com pedogênese, interpretados como depósitos de planície de inundação. O tamanho e a espessura dos canais indica que havia grandes inundações em lençol ativas, depositados em extensas planícies aluviais. Como resultado, enchentes subsequentes retrabalhavam depósitos não litificados de enchentes anteriores. A associação de fácies de leques terminais é formada pela deposição local de arenitos finos, que em corte formam lentes inclusas em lamitos. Ocorrem também depósitos tabulares de lençóis de arenitos separados por lamitos e lamitos com pedogênese, o que sugere que os leques terminais estavam sujeitos a variações espaciais e temporais de aporte fluvial, que resultaria na avulsão dos leques. A associação de fácies de topo deltaico ou planície deltaica inclui arenitos em fita (depósitos de baixa sinuosidade) inclusos em lamitos e margas brechadas, com frequentes bioturbações por raízes. A associação de frente deltaica é composta por arenitos granodecrescentes ascendentes, devido a desaceleração do fluxo quando da entrada no lago, e arenitos finos altamente retrabalhados por fluxos oscilatórios. Por fim, a associação de prodelta é formada por arenitos muito finos lamosos, lençóis de arenitos lamosos com laminação plano-paralela intercalados com lamitos e margas lacustres.

Os depósitos dos sistemas Luna e Huesca são interpretados como dominados por enchentes em lençol derivadas de fluxos fluviais e desconfinados (Fisher *et al.* 2007) Essa corrente eram alimentadas por três mecanismos: 1) por canais grandes e rasos, que morrem em direção ao centro da bacia; 2) pelo excesso de água nos canais durante enchentes de grande porte, e 3) por canais distributários que focalizam enchentes de pequena magnitude para dentro de canais secos.

Neste contexto, os autores concluem que os arenitos em lençol foram depositados por espraiamentos laterais e terminais em uma planície de inundação ou em um sistema deltaico, sendo que os espraiamentos terminais se formavam durante momentos de nível de lago baixo. Nos momentos de nível de lago alto, ocorria a formação de um delta com lobos discretos.

6. TEXTO INTEGRADOR

O resultado deste trabalho de doutorado está estruturado em artigos científicos submetidos em revistas científicas. O texto abaixo se trata de um resumo sobre o conteúdo dos artigos, com comentários sobre a importância dos dados e sua inserção no contexto regional e mundial dos depósitos triássicos da Supersequência Santa Maria.

Durante este trabalho de doutorado foram estudados 142 afloramentos ao longo da faixa de afloramento das rochas da Supersequência Santa Maria (fig. 42). Estes afloramentos foram descritos, medidos e, quando possível, retratados em seções colunares de escala 1:50. Também foram coletadas amostras para a realização de análises químicas para a determinação do Índice de Alteração Química, e observados e coletados fósseis para a determinação da idade de cada afloramento. Com a integração dos dados coletados e coleta de dados bibliográficos foi possível realizar os trabalhos que compõem esta tese.

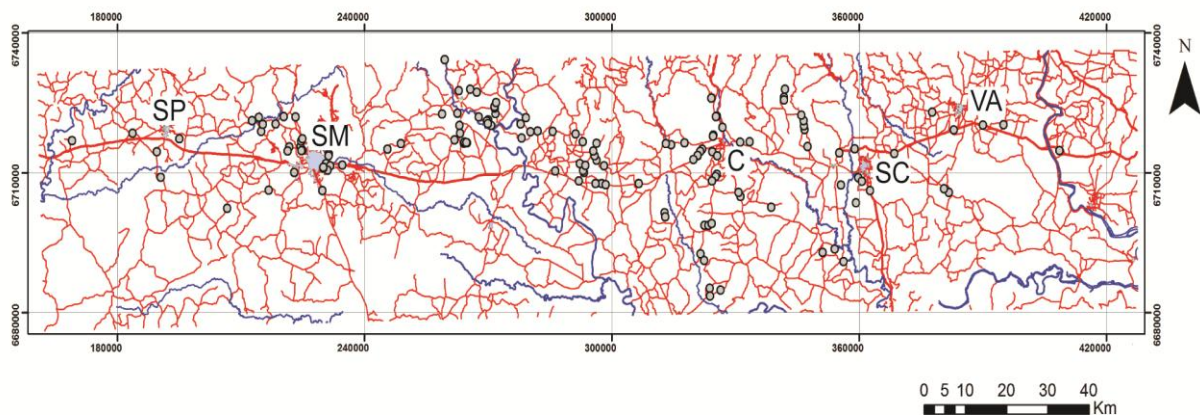


Figura 42- Mapa de pontos de afloramento realizados durante as etapas de campo, com as estradas e drenagens principais. SP: São Pedro do Sul; SM: Santa Maria; C: Candelária; SC: Santa Cruz do Sul; VA: Venâncio Aires.

As evidências da ocorrência de mais uma sequência de terceira ordem na Supersequência Santa Maria surgiram durante trabalhos de campo referentes à dissertação de mestrado do autor desta tese. A Biozona de *Santacruzodon* (*sensu* SOARES *et al.* 2011) contava com a presença de uma fauna típica dominada por cinodontes com características intermediárias entre formas do Anisiano e do Carniano (ABDALA *et al.* 2001), e com o trabalho de Melo, Abdala e Soares (2015), correlacionando um táxon com Madagascar, a idade da assembleia como ladiniana foi corroborada. Trabalhos de campo posteriores

descobriram afloramentos nos quais havia arenitos conglomeráticos em discordância angular com a porção superior, caracterizando uma discordância que pôde ser designada como o limite inferior de uma sequência deposicional similar às anteriormente propostas por Zerfass *et al.* (2003). A fauna sempre foi encontrada em litologias similares a sequência inferior, caracterizando o trato de sistemas de transgressivo. Portanto foi proposta uma nova sequência chamada Sequência Santa Cruz, dado à toponímia das principais ocorrências das rochas próximas a cidade de Santa Cruz do Sul, RS. Surgiu então o problema da nomenclatura, pois a proposta anterior contemplava a numeração de I a III para as sequências, mas a Sequência Santa Cruz situava-se entre as Sequências I e II. Desta maneira, se buscou as toponímias das melhores exposições de cada sequência, propondo os nomes Sequência Pinheiros-Chiniquá, Sequência Candelária e Sequência Mata para as Sequências I, II e III, respectivamente. Interessante notar que a Sequência Santa Cruz só ocorre na área próxima aos municípios de Santa Cruz do Sul, Vera Cruz e Venâncio Aires, delimitados por lineamentos de grande porte, nos quais estão encaixados os rios Taquari e Pardinho, configurando um bloco estrutural. Essa exclusividade de ocorrência foi atribuída a movimentações tectônicas que, posteriormente à sedimentação, propiciaram a preservação da porção ladiniana da Supersequência, erodida no resto da área de afloramento. A partir da identificação desta nova Sequência, preservada pela movimentação de antigas estruturas do embasamento, pode-se aventar a possibilidade de outras sequências que poderiam ter preservações semelhantes. Além disso, foi identificada a correlação com a Formação Isalo II de Madagascar.

O avanço dos trabalhos de campo propiciou a construção de evidências para a revisão dos ambientes deposicionais propostos para a Supersequência, primeiramente voltados para o topo da Sequência Candelária (*sensu* HORN *et al.* 2014) e posteriormente para as outras porções.

O topo da Sequência Candelária, litoestratigraficamente representado pela Formação Caturrita, tem sido objeto de discussão entre os pesquisadores da área. Esta Formação, proposta inicialmente como um Membro da Formação Botucatu no Cretáceo (BORTOLUZZI, 1974), foi posteriormente elevada a Formação e colocada no Triássico Superior (Carniano) por Andreis, Bossi e Montardo (1980). A partir das revisões bibliográficas, visitas e redescrições de afloramentos citados nos trabalhos anteriores, foi possível determinar que nenhuma das designações anteriores da Fm. Caturrita eram fiéis as rochas nas quais era encontrada a abundante fauna carniana de dinossauros e cinodontes mamaliformes. As rochas descritas nos trabalhos clássicos eram predominantemente dominadas por arenitos médios

com estratificação cruzada abundante e, em alguns casos, descrita como portadora de troncos fósseis (ANDREIS; BOSSI; MONTARDO, 1980). Pode-se demonstrar que as fácies fossilíferas são compostas predominantemente por arenitos finos maciços amalgamados intercalados, sendo as fácies com estruturas trativas subordinadas. A partir desta análise, se propôs a abolição da Formação Caturrita como forma de evitar posteriores enganos, e foi proposta a Formação Botucaraí, com seus afloramentos tipo no entorno do Cerro Botucaraí, na cidade gaúcha de Candelária. No início dos anos 2010 houve trabalhos que sugeriram que a idade atribuída à Formação Caturrita fosse mais nova, ou seja, Jurássica, baseado em dados de bioestratigrafia de conchostráceos, plantas e icnofósseis de vertebrados (BARBONI; DUTRA, 2013; SILVA et al. 2012; ROHN et al. 2014) encontrados em um afloramento. Entretanto, as rochas nas quais foram encontrados esses fósseis são basicamente folhelhos lacustres e depósitos de planície de inundação, diferentemente das em que são encontrados os vertebrados triássicos, basicamente arenitos maciços. Além disso, entre estes dois pacotes de rocha ocorre uma marcada discordância erosiva, caracterizada por formação de relevo e paleossolos. Com isso, se propôs a separação da Fm. Botucaraí das rochas supostamente jurássicas, apesar de ser essa última uma unidade ainda informal, por não apresentar a continuidade lateral necessária para ser mapeável em escala 1:25.000, requisito do código estratigráfico brasileiro em vigor.

Juntamente com o trabalho de proposição da Formação Botucaraí, foi feito um trabalho de interpretação das fácies e sistemas deposicionais que compunham a porção superior da Sequência Candelária correspondente. Como já foi dito anteriormente, esse pacote de rocha tem uma peculiaridade muito interessante, que é a dominância de arenitos maciços.

Várias hipóteses foram aventadas para essa porção de rochas, dentre rios meandrantos, entrelaçados e sistemas deltaicos (FACCINI, 2000; ZERFASS *et al.* 2003). Após um estudo detalhado de fácies, geometria de camadas e associações de fácies, foi proposto um modelo de sistema deposicional para a porção superior da Sequência Candelária. A ausência de macroformas, a escassez de formas de leito e a constante presença de níveis de lama dentro dos canais levou a descartar modelos "clássicos", como rios meandrantos ou entrelaçados típicos. Plink-Björklund (2015) e Allen *et al.* (2014) descrevem sistemas sazonais e monçonais, tendo como características principais esses aspectos enumerados anteriormente e outros, como a presença comum de conglomerados intraformacionais dentro dos canais. A partir desses dados foi possível concluir que o sistema deposicional da porção superior da

Sequência Candelária se tratava de um sistema sazonal, com a particularidade de ser dominado por arenitos maciços. Essa proposição é consistente com o clima semi-árido durante o Triássico Superior no sul da América do Sul (PARRISH, 1993; SELLWOOD; VALDEZ, 2006), onde poderiam haver períodos de alternância de estações úmidas e secas, com a duração variável de cada estação, levando ao desenvolvimento de rios sazonais.

Na Sequência Candelária foi possível identificar oito litofácies, separadas em quatro associações de fácies que caracterizam dois sistemas fluviais com intensas variações de fluxo. Foram interpretados dois tipos de canais fluviais distintos, ambos efêmeros e afetados por variações sazonais de precipitação, além das porções distais e laterais de desconfinamento. Os arenitos maciços foram interpretados como preenchimento de canais efêmeros, que apresentavam as paradas abruptas no fluxo. Na proposição deste sistema deposicional foi também integrado o modo de ocorrência dos fósseis, a partir da literatura. Importante notar que os fósseis ocorrem, predominantemente, nos arenitos maciços, sem um padrão tafonômico uniforme, podendo estar desde completamente articulados e bem preservados até altamente fragmentários e com marcas de insetos necrófagos (PAES NETO et al., 2016). Possivelmente os restos se acumulavam nos canais de escoamento durante o período seco e eram transportados indiscriminadamente durante as enchentes, podendo ainda ser desenterrados por fluxos posteriores, gerando mistura temporal. A figura 43 mostra uma representação artística do ambiente deposicional interpretado.

Os arenitos maciços dessa unidade foram anteriormente interpretados como produto de obliteração de estruturas primárias, posterior à deposição, desbarrancamento de canais ou fluidização (FACCINI, 2000; ZERFASS et al. 2003). A ausência de resquílios das estruturas sedimentares anteriores às modificações pós-deposicionais sugere que os arenitos eram primariamente maciços. A compreensão da gênese destes arenitos maciços em contexto fluvial requereu um extenso estudo da literatura sedimentológica, inclusive buscando artigos de sedimentologia experimental. Segundo Cartinghy (2013) e Sumner (2009) fluxos com alta taxa de sedimentos (acima de 10%) levam à estratificação do fluxo em duas ou três camadas. Considerando a efemeridade dos fluxos, a ausência de estratificação seria ocasionada pela parada abrupta do fluxo, gerando uma grande taxa de sedimentação em suspensão junto com o colapso das camadas mais basais do fluxo, as mais hiperconcentradas. A desaceleração rápida seria devido ao desconfinamento, que geraria uma quebra na velocidade dado a maior área de escoamento. Como a velocidade é inversamente proporcional à área do canal e à profundidade, ocorreria a desaceleração rápida e a deposição.

Os sistemas deposicionais das Sequências Pinheiros-Chiniquá, Santa Cruz e da porção basal da Sequência Candelária também foram objetos de estudos neste doutorado. Utilizando a mesma metodologia de análise faciológica utilizada para o topo da Sequência Candelária (ou Fm. Botucaraí), juntamente com análises químicas de elementos maiores para cálculo do índice de alteração química, foi possível discutir os ambientes deposicionais associado a uma análise paleoclimática.

Onze litofácies foram identificadas e agrupadas em quatro associações de fácies. Fica clara a presença de depósitos de rios entrelaçados na base de cada Sequência como consequência da descida do nível de base, como já havia sido proposto por Zerfass *et al.* (2003), com a diferença que foi possível identificar características sazonais nestes depósitos, como lentes de lamitos dentro dos canais e a presença de poças que armazenavam água e serviam de habitat para plantas e insetos, como descritos em ADAMI-RODRIGUES *et al.* (2011).

Nas Sequências Pinheiros-Chiniquá e Santa Cruz, estes rios foram abruptamente substituídos por grandes planícies secas, ocasionalmente retrabalhadas pela porção distal de enchentes. Estas planícies, compostas basicamente por siltitos maciços e espessos, com intercalações raras de arenitos muito-finos, abrem precedentes para a retomada de antigas interpretações da Formação Santa Maria (ver revisão estratigráfica), comparada com ambientes peri-desérticos devido a grande quantidade de silte nas rochas. Trabalhos recentes, principalmente de Soreghan *et al.* (2007), trabalham com depósitos pré-quaternários tidos como planícies de inundação e os reinterpretem como depósitos de origem eólica fina (loess). Características como a dominância de granulometria em 0,031 mm, depósitos espessos sem estruturas alguma, e ausência de canais alimentadores são citados pelos autores como atributos característicos de depósitos de loess. Os depósitos de planícies que ocorrem nas Sequências Pinheiros-Chiniquá/Santa Cruz têm estas mesmas características, e, além disso, durante recente trabalho de proveniência dos sedimentos destas Sequências, foi caracterizado que os depósitos de planície têm um *range* maior de idades que os sedimentos de canal (PHILLIP *et al.* 2016). Zerfass *et al.* (2000) indica a proveniência dos sedimentos da Supersequência Santa Maria como derivada do Escudo Sul-Rio-Grandense, o que é corroborado por outros autores e por este trabalho.



Figura 43- Representação artística do Topo da Sequência Candelária. Por Voltaire Paes Neto.

Entretanto, além das idades comuns ao Escudo Sul-Rio-Grandense, os depósitos de planície incluem zircões de idades que não ocorrem no Escudo (e nem nos depósitos de canal fluvial). Todas estas características levaram à retomada da interpretação dos depósitos como de origem eólica, mas como estão intercalados com depósitos trativos de pouca espessura, estes foram reinterpretados como loess retrabalhado em uma extensa planície seca pela porção distal de enchentes em lençol.

As associações de fácies que ocorrem na Sequência Candelária são distintas das anteriores. Depósitos de enchentes em lençol são comuns, além da presença de corpos de água nos quais estas deságuam, formando deltas efêmeros. Estes deltas são formados por sucessões granodescrescentes com laminação convoluta e topos ondulados, por vezes com gretas de contração e a presença do icnogênero *Skolithos*. A presença frequente de depósitos de enchentes em lençol e, principalmente, depósitos deltaicos com retrabalhamento por ondas evidenciam um aumento da presença de água no sistema. Este aumento é acompanhado pela diminuição na abundância de calcretes, típicos de climas bastante áridos, desaparecimento de depósitos de loess e aparecimento de gêneros com afinidades aquáticas e semi-aquáticas, como peixes e anfíbios.

As análises de CIA demonstraram que a Supersequência Santa Maria foi depositada sob clima árido/semi-árido, confirmando o que autores anteriores já haviam afirmado utilizando outros *proxies* paleoclimáticos, como presença de paleossolos calcáreos (HOLZ; SCHERER, 1998; DA ROSA et al. 2005; HORN et al. 2013). Entretanto, ao contrário do que parece indicar a transição de fauna das ZA de *Dinodontosaurus/Santacruzodon* para *Hyperodapedon*, o CIA não registrou mudança significativa de umidade na transição da Sequência Santa Cruz para Candelária. Provavelmente a técnica do CIA não tem resolução para intervalos de tempo relativamente pequenos, como o da Supersequência Santa Maria. A identificação de ambientes deposicionais com grande quantidade de poeira em suspensão pode ter contribuído como pressão evolutiva para o desenvolvimento de formas bastante especializadas, como meio de evitar o desgaste do aparelho mastigatório ao longo da vida, como por exemplo, o bico dos dicinodontes ou os dentes de crescimento contínuo nos cinodontes.

Por fim, a descoberta de um bloco de rocha contendo um fóssil de rincossauro, no laboratório de paleontologia de vertebrados da UFRGS, propiciou a identificação e correlação das unidades triássicas que ocorrem sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense. Durante a

preparação, foi realizada uma saída de campo para investigar o afloramento do qual o fóssil provinha, nas proximidades da cidade de Santana da Boa Vista, RS. As rochas encontradas incluíam arenitos conglomeráticos, conglomerados, arenitos muito finos e siltitos. Essas rochas foram atribuídas aos Membros Alemoa e Passo das Tropas da Formação Santa Maria, embora as fácies encontradas fossem bem mais grossas que o normalmente encontrado na área de exposição do Triássico no centro do RS, chegando a tamanho seixo, sobretudo no Mb. Passo das Tropas. Após a preparação, o fóssil foi identificado como o gênero *Hyperodapedon* graças à identificação de uma maxila direita com um só sulco. Isto possibilitou a atribuição da ocorrência da Cenozona de *Hyperodapedon* sobre o Escudo, caracterizando a Sequência Candelária.

Embora o projeto original de doutorado fosse reunir dados estratigráficos, sedimentológicos e estruturais, não foi possível reunir informação suficiente na área de estrutural para realizar trabalhos mais específicos visando este tema. Apesar da importância do condicionamento estrutural, tanto do ponto de vista deposicional quanto do preservacional nas unidades triássicas da Bacia do Paraná, este estudo deverá ser realizado em uma próxima oportunidade. Assim, decidiu-se focar na área de sedimentologia, e com isso discutir os ambientes de sedimentação da Supersequência Santa Maria.

Os resultados deste trabalho permitiram abordar os dados de maneira multidisciplinar, utilizando dados de campo juntamente com análises químicas e informações paleontológicas da literatura para interpretar de maneira integrada os ambientes de sedimentação. O avanço das técnicas de modelamento atmosférico para eras geológicas, que forneceram novas reconstruções paleoclimáticas globais, também possibilitou a possibilidade de admitir modelos de fácies menos ortodoxos, como os sistemas fluviais efêmeros associados a climas áridos/semi-áridos para esta parte do Gondwana no Triássico Superior. Com relação à própria questão dos depósitos de loess, além de corroborada pela situação paleoclimática, foram cruciais os dados de dispersão de idades de zircão detrítico como indicador de fontes que não ocorrem no Escudo Sul-Rio-Grandense.

Por fim, consideramos que esta tese não apenas trouxe novas informações acerca da Supersequência Santa Maria, como também abriu a possibilidade de novas discussões acerca dos ambientes deposicionais, da fauna local e das suas interações. Muito longe de considerarmos resolvidas as questões abordadas, esperamos ter contribuído com um aporte de dados suficiente para fomentar as futuras discussões sobre história geológica e paleontológica

do Triássico da Bacia do Paraná, que por sua vez, tem grande importância na história da evolução geológica e biológica da Terra.

7. REFERÊNCIAS

ABDALA, F.; RIBEIRO, A. M.; SCHULTZ, C. L. 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do Sul, Santa Maria Formation (Middle-Late Triassic), Southern Brazil. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte**, v. 11, p. 669-687.

ABDALA, F.; RIBEIRO, A. M. 2003. A new traversodontid cynodont from the Santa Maria Formation (Ladinian-Carnian) of Southern Brazil, with a phylogenetic analysis of Gondwana traversodontids. **Zoological Journal of the Linnean Society**, v. 139, p. 529-545.

ADAMI-RODRIGUES, K. et al. 2011 . Registro de interações inseto-planta (galhas e minas) em níveis do Mesozoico basal da Formação Caturrita, sul do Brasil.. In: XXII CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 2011, Natal. XXII CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA,. v. 1. p. 348-354.

ALLEN, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, v. 5, p. 89-101.

ALLEN, J. P. et al. 2014. Recognizing products of paleoclimate fluctuation in the fluvial stratigraphic record: An example from the Pennsylvanian to Lower Permian of Cape Breton Island, Nova Scotia. **Sedimentology**, v. 61, p. 1332–1381

ANDREIS R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, Anais, v. 2, p. 659-673.

ARAÚJO, D. C. 1982. **Estudo do material de *Pareiasauroidea* (*Reptilia*, *Anapsida*, *Cotylosauria*, *Procolophonia*) do Neopermiano do Estado do Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 130p.

AZEVEDO, S. A. K. ; SCHULTZ, C. L. 1990. Novas evidências bioestratigráficas e paleoecológicas da análise da evolução explosiva dos rincossauros. **Paula-Coutiana**, v. 4, p. 35-44.

BARBERENA, M.C. 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. **Pesquisas**, Porto Alegre, v.7, p. 111-129.

- BARBERENA, M. C. et al. 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. *In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA. Coletanea de Trabalhos Paleontológicos, Série Geologia, Serie Paleontologia e Estratigrafia*, Brasília, v. 27, p. 21–28.
- BARBERENA, M. C.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. S. 1993. Situação atual e perspectiva da bioestratigrafia da Formação Santa Maria . *In: SIMPÓSIO SOBRE A CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ*, 1, 1993, **Boletim de Resumos**, p.100-101.
- BARBONI, R., DUTRA, T. L. 2013. New “flower” and leaves of *Bennettitales* from southernmost Brazil and its age implication. **Ameghiniana**, v. 4, p. 14-32.
- BATTHACHARYA, J. P. 2006. Deltas. *In: JAMES, N. P. DALRYMPLE, R.W. (Eds.) Fácies Models 4*, p. 201-233
- BATES, C. C. 1953. Rational theory of delta formation. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v.37, p. 2119-2162.
- BATES, R.L.; JACKSON, J.A. 1987. **Glossary of geology**. 3 ed. American Geological Institute, Alexandria.
- BEURLIN, K., MARTINS, E. A. SENNA SOBRINHO, M. 1955. Formações Gondwanicas do Rio Grande do Sul. **Boletim do Museu Nacional**, v.22, 55p.
- BLAIR, T. C.; MCPHERSON, J. G. 1994. Historical adjustments by Walker River to lake level fall over a tectonically tilted half graben floor, Walker Lake Basin, Nevada. **Sedimentary Geology**, v. 192, p. 7-19.
- BORTOLUZZI, C. A. 1974. Contribuição à geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, v. 4, p.1-101.
- BORTOLUZZI, C. A., BARBERENA, M. C. 1967. The Santa Maria beds in Rio Grande do Sul (Brazil). *In: BIGARELLA, J.J., BECKER, R. D., PINTO, I. D. (eds.) Problems in Brazilian Geology*, p.169-194.
- BUTCHER, S. W. 1990. The nickpoint concept and its implications regarding onlap to the stratigraphic framework. *In: CROSS, T. A. Quantitative dynamic stratigraphy*. Prentice-Hall, p. 375-385.

CALLEN, R. A. et al. 1986. **The Lake Eyre Basin: Sediments, fossil vertebrates and plants, landforms, silcretes and paleoclimatic implications**. Aust. Sed. Group, Field Guide Series, v.4, 176 p.

CARTIGNY, M.J.B. et al. 2013. Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical –flow conditions: new insights from flume experiments. **Sedimentology**, v. 61, p.712-748.

COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: BROUSSARD, M. L. (ed.), **Deltas**. 2 ed, p. 9-150.

COLLINSON, J.D. 1996. Alluvial sediments. In: READING, H.G. (Ed.). **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**. 3 ed. London : Blackwell Science, p. 37-82.

DA ROSA, Á. A. S., FACCINI, U. F. 2005. Delimitação de blocos estruturais de diferentes escalas em seqüências mesozóicas do Estado do Rio Grande do Sul: implicações bioestratigráficas. **Gaea**, v. 1, p. 16-23.

DEELMAN, J. C. 1972. On mechanisms causing birdseye structures. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie**, p. 582-595

DELANEY, P. J. V. e GOÑI, J. 1963. Correlação preliminar entre as formações gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 8, p. 3-21.

DUBIEL, R. F.; SMOOT, J. P. 1994. Criteria for interpreting paleoclimate from red beds-a tool for Pangean reconstructions. In: EMBRY, A. F.; BEAUCHAMP, B.; GLASS, D. J. **Pangea: Global environments and resources**. Memoir 17, p. 295-310.

DU TOIT, A.L.. (1927) **A Geological Comparison of South America with South Africa**. Carnegie Institution of Washington, Washington, USA.

EUGSTER, H. P.; HARDIE, L. A. 1978. Saline lakes. In: LERMAN, A. (ed.) **Lakes: Chemistry, Geology and Physics**. New York:Springer-Verlag. p. 237-293.

FACCINI, U. F. 1989. **O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: uma análise sob o ponto de vista das Sequências Depositionais**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 130p.

FACCINI, U. F. 2000. **Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus Espaço de Acomodação**. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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**, v. 195, p. 55–73.

FISHER, J. A. *et al.* 2008. Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. **Sedimentology**, v. 55, p. 1915-1930.

GALLOWAY, W. E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BRUSSARD, M. L. (Ed.) **Deltas, models for exploration**, p. 87-98.

GALLOWAY, W. E.; HOBDDAY, D. K. 1996. **Terrigenous clastic depositional systems. Applications to fossil fuel and groundwater resources**, 2 ed, Springer-Verlag. 489 p.

GAMERMANN, N. 1973. Formação Rosário do Sul. **Pesquisas**, v.2, p. 25-36

GOLDBERG, K.; HUMAYUN, M. 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 293, p. 175-183.

GORDON Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro: v. 38, p.1-20.

HARDIE, L. A; SMOOT, J. P.; EUGSTER, H. P., 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: MATTER, A.; TUCKER, M. E. (Eds), **Modern and Ancient Lake Sediments**. Internat. Ass.Sed. Spec.Publ., v. 2, p. 7-41.

HORN, B. L. D.; PEREIRA, V. P.; SCHULTZ, C .L. 2013. Calcretes of the Santa Maria Supersequence, Middle Triassic, Rio Grande do Sul, Brazil: Classification, genesis and paleoclimatic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 376, p. 39-47.

HORN, B. L. D. et al. 2014. A new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 55, p. 123-132.

HEWARD, A. P., 1978. Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D - Stephanian B coalfields, northern Spain. In: MIALL, A. D. (Ed.), **Fluvial Sedimentology**. Mem. Can. Assoc. Pet. Cenl., v. 5, p. 669-702.

HIRST, J.P.P. 1991. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Mioceno Huesca fluvial system, Ebro Basin, Spain. In: Miall, A.D. e Tyler, N. (Eds.). **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Soc. Econ. Paleont. Miner., Concepts Sediment. Paleont., v. 3, p. 11-121.

HIRST, J.P.P.; NICHOLS, G.J., 1986. Thrust tectonic controls on alluvial sedimentation patterns, southern Pyrenees. In: ALLEN, P.A., HOMEWOOD, P. (Eds.), **Foreland Basins**. International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 8, p. 153-164.

HOLDHAUS, K. 1918. **Sobre alguns Lamellibranchios fósseis do Sul do Brasil**. Monographia do Serv. Geol.Min. Brasil. v.2, p. 1-24.

HOLZ, M.; BARBERENA, M. C., 1994. Taphonomy of the south Brazilian Triassic paleoherpetofauna: patterns of death, transport and burial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 107, p. 179-197.

HOLZ, M.; SCHERER, C.M.S. 1998. Sedimentological and paleontological evidence of paleoclimatic change during the South Brazilian Triassic: the register of a global trend towards a humid paleoclimate. **Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie**, v. 1, p. 1589-1611

HOLZ, M.; SCHULTZ, C.L. 1998. Taphonomy of the South Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. **Lethaia**, Oslo, v. 31, p. 335-345.

HUBERT, J. F.; HYDE, M. G., 1982. Sheetflow deposits and graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system. Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. **Sedimentology**, v. 29, p. 457-474

HUENE, F.V.; STAHLCKER, R. 1931. **Observações geológicas no Rio Grande do Sul**. Boletim do Instituto de Ciências Naturais da Universidade de Santa Maria, v. 3, p.3-99.

KELLY, S.B.; OLSEN, H.O. 1993. Terminal fans - a review with reference to Devonian examples. **Sedimentary Geology**, v. 85, p. 339-374.

KELTS, K. 1988. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. In: FLEET A., KELTS K. AND TALBOT M.R. (Eds) **Lacustrine Petroleum Source Rocks**. Geological Society Special Publication, v. 40, p. 3–26.

KOTWICKI, V. 1999. **Lake Eyre the Basics. Flood of Lake Eyre**. Disponível em: <http://www.k26.com/eyre/>. Acesso em: 13 de Setembro de 2013.

LANG, S.C., et al. 2004. Modern analogues for dryland sandy fluvial lacustrine deltas and terminal splay reservoirs. **APPEA Journal**, p. 329–356.

LANGFORD, R.P.; BRAKEN, B. 1987. Medano Creek, Colorado, a model for upper-flow-regime fluvial deposition. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, p. 863-870.

LAVINA, E. L. 1992. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scytuiano) da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 512p.

LEEDER, M. 1999. **Sedimentology and Sedimentary Basins. From Turbulence to Tectonics**. Oxford: Blackwell Science, 592 p.

LELEU, S.; HARTLEY, A.J.; WILLIAMS, B.P.J. 2009. Large-scale alluvial architecture and correlation in a Triassic pebbly braided river system, lower Wolfville Formation (Fundy Basin, Nova Scotia, Canada). **Journal of Sedimentary Research**, v. 79, p. 265–286.

LELEU, S.; HARTLEY, A. J. 2010. Controls on the stratigraphic development of the Triassic Fundy Basin, Nova Scotia: implications for the tectonostratigraphic evolution of Triassic Atlantic rift basins. **Journal of the Geological Society**, v. 167, p. 437-454.

LOWENSTEIN, T. K.; HARDIE, L. A., 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. **Sedimentology**, v. 32, p. 627-644.

MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v. 2, 63-154.

MENDES, 1945. Considerações sobre a estratigrafia e idade da Formação Estrada Nova. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras**, v. 50, p. 27-34.

MELO, T. P.; ABDALA, F.; SOARES, M. B. 2015. The Malagasy cynodont *Menadon besairiei* (Cynodontia; Traversodontidae) in the Middle –Upper Triassic of Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 35, p.

MERTZ, K.A.; HUBERT, J.F. 1990. Cycles of sand-flat sandstone and playa-lacustrine mudstone in the Triassic-Jurassic Blodimin redbeds, Fundy rift basin, Nova Scotia: implication for tectonic and climatic controls. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 27, p. 442-451.

MILANI, E. J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. 255p.

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

_____. 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22, p. 261-308.

_____. 1988. Facies Architecture in clastic sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K.L.; PAOLA, C. (Eds.) **New perspectives in basin analysis**, Berlin, Springer-Verlag, p.67-81.

_____. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rocks. In: MIALL, A.D.; TYLER, N. (Eds.). **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Soc. Econ. Paleont. Miner., Concepts Sediment. Paleont., v. 3, p. 6- 12.

_____. 1992. Alluvial Deposits. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Eds.) **Facies Models: response to sea level change**. St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada, p. 119- 142.

_____. 1996. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology**. New York: Springer-Verlag, 582 p.

_____. 2010. Alluvial Deposits. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R.W. (Eds.) **Facies Models 4**, p. 105-139

MORAIS REGO, L. F. 1930. A geologia do petróleo no Estado do Rio de Janeiro. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, v. 46, 1-110

- MUNÓZ, A. et al.. 1992. Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain. **Sedimentary Geology**, v. 75, p. 257-281.
- MUTTI, E. et al. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. **Marine and Petroleum Geology**, v.20, p. 733-755 .
- NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M.1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, p. 715–717.
- NICHOLS, G. J. e FISHER, J. A. 2007. Processes, fácies and achitecture of fluvial distributary systems deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, p.75-90.
- NORTH, C. WARWICK, G. L. 2007. Fluvial fans: myths, misconceptions, and the end of the terminal fan model. **Journal of Sedimentary Research**, v. 77, p. 693-701.
- NORTHFLEET, A., MEDEIROS, R. A., MUHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 12, 291-346.
- PARRISH, J. P. 1998. **Interpreting pre-quaternary climate from the geological record**. Columbia University Press, 338p.
- PARKASH B.; AWASTHI A.K.; GOHAIN, K.1983. Lithofácies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: COLLINSON, J.D.; LEWIN, J. (Eds) **Modern and ancient fluvial systems**. Int Assoc Sedimentol Spec Publ, v. 6, p. 337-344
- PAES NETO, V. et al. 2016. Oldest evidence of osteophagic behavior by insects from the Triassic of Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 453, p. 30-41.
- PARRISH, J. T. 1993. Climate of Supercontinent Pangea. **Journal of Geology**, v. 101, p. 215–233
- PLINK-BJÖRKLUND, P. 2015. Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation: Review of depositional style and forcing factors. **Sedimentary Geology**, v. 323, p. 110-147.
- POMEROL, C. et al. 2013. **Princípios básicos de geologia: técnicas, modelos e teorias**. Porto Alegre : Bookman, 1017 p.

OLIVEIRA, E. P. 1918. **Regiões Carboníferas dos Estados do Sul**. Imprensa Nacional. 125p.

OLSEN, H. 1989. Sandstone body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, USA. **Sedimentary Geology**, v. 61, p. 207-221

OLSEN, P. E. et al. 1989. Tectonic, Depositional, and Paleoecological History of Early Mesozoic Rift Basins, eastern North America. **28th Internat. Geol. Cong. Field Trip Guidebook**. 174 p.

REED, F. R. C. 1928 Triassic fossils from Brazil. **American Magazine of Natural History**, v. 2, p. 29-48.

RENAUT, R.W.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. 2010. Lakes. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R.W. (Eds.) **Fácies Models 4**, p. 577-586

ROHN, R.; DUTRA, T. L.; CABRAL, M. V. B. 2014. Conchostráceos como evidência de níveis jurássicos na Formação Caturrita, Faxinal do Soturno, Rio Grande do Sul, Brasil. **Geologia USP, Série científica**, v. 14(1), p. 3-20.

RICHARDSON, M. T. 1996. Fluvial Systems. In: EMERY, D.; MYERS, K.J. (Eds.). **Sequence Stratigraphy**, London; Blackwell Science, pp. 111-133.

RUDDIMAN, W. F., 2001. **Earth's Climate: past and future**. New York: W.H. Freeman e Sons, 465 p.

RUBERT, R. R.; SCHULTZ, C. L. 2004. Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 31, p. 71-88

SANFORD, R. M., LANGE, F.N. 1960. Basin study approach oil evaluation of Paraná miogeosyncline of South Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 44, p. 1316-1370.

SCHERER C.M.S. 1994. **Análise faciologica e bioestratigrafica do Triássico Superior (topo da Formação Santa Maria) na região de Candelaria-RS.**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 100 pp.

SCHERER et al., 1995. Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizonte de correlação. **Comunicações do Museu Ciência Tecnologia**, v. 1, p. 43-50, 1995.

SCHNEIDER et al. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOCIÊNCIAS, Porto Alegre, **Anais**, v.1, p. 41-65

SCHULTZ, C. L.; AZEVEDO, S. A. K. 1990 . Dados preliminares sobre a ocorrência de uma nova forma de rincossauro para o Triássico do Rio Grande do Sul. **Paula-Coutiana**, v. 1, p. 23-33.

SCHULTZ, C. L. 1995. Subdivisão do Triássico do RS com base em Macrofósseis: Problemas e perspectivas. **Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia UBEA/PUCRS**, série Ciências da Terra, v. 1, p. 25-32.

SCHULTZ, C. L.; SCHERER, C. M. S.; BARBERENA, M. C. 2000. Biostratigraphy of Southern Brazilian Middle-Upper Triassic. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.3, p.495-498.

SCHULTZ, C. L.; LANGER, M. C. 2007. Tetrápodes triássicos do Rio Grande do Sul. In: CARVALHO, I. S. (Ed.) **Paleontologia: Cenários de Vida**. v.1, p. 269-282.

SELLWOOD, B.; VALDES, P. J. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. **Sedimentary Geology**, v. 190, p. 269-287.

SHIIN, E. A. 1968. Pratical significance of birdseye structure in carbonate rocks. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.38, p. 215-223

SIMPSON, G. G. 1971. Clasificación, terminología y nomenclatura provinciales para el Cenozóico mamalifero. **Revista de la Asociacion Geologica Argentina**, v. 26, p. 281-297

SILVA, R. C. et al .2012. Footprints of large theropod dinosaurs and implications on the age of Triassic biotas from Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 39, p.16-23.

SMOOT, J. P. 1981. Subaerial exposure criteria as seen in modern playa mudcracks. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v. 17 ,pp. 65-530.

SMOOT, J. P.; LOWENSTEIN, T. K. 1991. Depositional environments of non-marine evaporates. In: MELVIN, J. L. (Ed.) **Developments in sedimentology 50: evaporite, petroleum and mineral resources**. Elsevier, p. 189-349.

SOARES, M.B., SCHULTZ, C.L., HORN, B.L.D., 2011. New information on *Riograndia guaibensis* Bonaparte, Ferigolo and Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Tritheledontidae) from the Late Triassic of southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, p.329-354.

SOREGHAN, G. S. et al. 2007. Palaeoclimatic inferences from upper Paleozoic siltstone of the Earp Formation and equivalents, Arizona, New-Mexico (USA). **Sedimentology**, v. 54, p. 701-719.

STANISTREET, I.G.; MCCARTHY, T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, v. 85, p. 115-133.

SUMNER, E. J.; AMY, L. A.; TALLING, P.J. 2008. Deposit structure and processes of sand deposition from decelerating sediment suspensions. **Journal of Sedimentary Research.**, v. 78, p. 529-547.

TALBOT, M. R.; ALLEN, P. A. 1996. Lakes In: READING, H. G. (Ed.) **Sedimentary Environments: Processes, Fácies and Stratigraphy**. Oxford: Blackwell Science, p. 83-124

WADE, J.A. et al.. 1996. The Triassic–Jurassic Fundy Basin, eastern Canada: Regional setting, stratigraphy and hydrocarbon potential. **Atlantic Geology**, v. 32, p. 189–231.

WARREN, J.K., 1989. **Evaporite Sedimentology**. New Jersey : Prentice Hall, Englewood cliffs, 285 p.

WARREN, J. K. 2006. **Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons**. Berlin: Springer-Verlag, 1041p.

WARREN, J. K.; KENDALL, C. G. S. C. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings, modern and ancient. **Bulletin American Society of Petroleum Geologists**, v. 69, p.1013-1023.

WHITE, I. C. 1908. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil**. DNPM, Rio de Janeiro, 300p.

WILLIAMS. G. E., 1972. Food deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia. **Sedimentology**, v. 17, p. 1-40.

WOODWARD, A. S. 1907. On some dinosaur bones from the State of Rio Grande do Sul. **Revista do Museu Paulista**, v.7, p.137-150.

ZERFASS, H. *et al.* 2000. Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectonosedimentar. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 23, p. 61-84.

ZERFASS, H.; *et al.*. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. **Sedimentary Geology**, v.161, p. 85-105.

ZERFASS, H.; CHEMALE JR, F.; LAVINA, E. L. 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation with the Waterberg Basin, Namibia. **Gondwana Research**, V. 8, p. 163-176.

PARTE II

Artigos publicados em periódicos ou submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado.

Artigo 1: "A new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data" Revista: Journal of South American Earth Sciences

Artigo 2: "Interpretation of massive sandstones in ephemeral fluvial settings: a case study from the Upper Candelária Sequence (Upper Triassic, Paraná Basin, Brazil)" Revista: Sedimentology

Artigo 3: "The Late Triassic "Caturrita Formation": historical review, misconceptions and proposition of a new lithostratigraphic unit (Botucaraí Formation)" Revista: Brazilian Journal of Geology

Artigo 4: "A loess deposit in the late triassic of the Paraná Basin, Brazil? Depositional environments of the Santa Maria Supersequence and significance to global paleoclimate" Revista: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Artigo 5: "Recognition of the *Hyperodapedon* assemblage Zone (Late Triassic) in a relictual occurrence over the Sul-Rio-Grandense Shield" Revista: Revista Brasileira de Paleontologia



A new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data



B.L.D. Horn^{*}, T.M. Melo, C.L. Schultz, R.P. Philipp, H.P. Kloss, K. Goldberg

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP: 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 December 2013

Accepted 2 July 2014

Available online 22 July 2014

Keywords:

Santacruzodon AZ

Santa Maria Supersequence

Triassic

Sequence stratigraphy

ABSTRACT

The *Santacruzodon* assemblage zone was originally defined as a vertebrate fossil assemblage composed basically of non-mammalian cynodonts found in Santa Cruz do Sul and Venâncio Aires municipalities in Southern Brazil. This assemblage zone was positioned at the top of the Sequence I, in the Triassic Santa Maria Supersequence, Paraná Basin. However, the *Santacruzodon* assemblage zone does not occur across the entire area of the Santa Maria Supersequence. Based on new paleontological, structural and sedimentological data, we propose the existence of a new third-order sequence (Santa Cruz Sequence) between Sequences I and II in the Santa Maria Supersequence. Satellite image analysis was used to identify regional, NW- and NE-oriented lineaments that limit the occurrence zone. Outcrop data allowed the identification of a regional, angular unconformity that bounds the new sequence. The faunal content allowed the correlation of the new Santa Cruz Sequence with Madagascar's Isalo II fauna, corresponding to the Ladinian (Middle Triassic). New names were suggested for the sequences in the Santa Maria Supersequence, since the Santa Cruz Sequence was deposited between the former Sequences I and II. This unit was deposited or preserved exclusively on the hanging wall of normal faults, being absent from the adjacent structural blocks.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Historically, the Middle and Late Triassic strata from Southernmost Brazil have been defined as a series of up to 200 m thick fluvial and lacustrine red beds bearing a rich vertebrate fauna. The name “Santa Maria beds” was first used by the pioneer stratigraphers of the Parana' Basin (e.g. White, 1908; Oliveira, 1918) to designate informally these palaeotetrapod-rich layers. Gordon (1947) proposed the Santa Maria Formation and Andreis et al. (1980) divided it into two units, the Santa Maria and Caturrita formations (Zerfass et al., 2004). However, the definitions and the boundaries of these formations are quite inaccurate and confuse, so that its use as a framework for biostratigraphic purposes has proved inadequate.

Lithological correlation between fossiliferous outcrops is difficult, due to the lithofaciological homogeneity and sparse,

discontinuous outcrops, deriving from Cretaceous or post-Cretaceous tectonic activity that isolated different blocks, as well as extensive modern weathering and vegetation under wet climate. Hence, fossil content is key in distinguishing the different stratigraphic levels within the Triassic package.

In biostratigraphic terms, several subdivisions based on biozones and local faunas (Fig. 1) have been proposed since the pioneer work of Barberena (1977). Thereafter, Zerfass et al. (2003, 2004) using the concepts of sequence stratigraphy applied to continental environments, proposed a new stratigraphic framework that settled in a better way the distinct faunal associations existing within that package. In this model (Fig. 2), the Middle-Upper Triassic of South Brasil represents a Second Order Sequence (Santa Maria Supersequence) divided into 3 third order Sequences (Santa Maria I, II and III, from base to top). However, only two of these third-order sequences (Santa Maria I and II) bear tetrapod faunas, whereas 4 distinct Assemblage Zones are known for this package (2 in each sequence), but this probably reflects a deficiency of mapping the areas of occurrence of these sequences.

^{*} Corresponding author. Tel.: +55 51 33 08 63 66; fax: +55 51 33 08 73 02.

E-mail address: brunoldhorn@gmail.com (B.L.D. Horn).

Age	Litostratigraphy	Barberena 1977	Barberena et al. 1985	Scherer (1994), Schultz et al. (2000)	Abdala et al. 2001	Soares et al. 2011
Norian	Caturrita Formation					Riograndia Assemblage Zone
			Botucarai Local Fauna	Jachaleria Level	Jachaleria Level	
Carnian	Santa Maria Formation	Rhynchocephalia Assemblage Zone		Rhynchosauria Assemblage Zone	Rhynchosauria Assemblage Zone	Hyperodapedon Assemblage Zone
		Dicroidium Assemblage Zone	Alemoa Local Fauna		Traversodontidae Assemblage Zone	Santacruzodon Assemblage Zone
Ladinian	Santa Maria Formation	Therapsida Assemblage Zone	Chiniquá Local Fauna	Therapsida Assemblage Zone	Therapsida Assemblage Zone	Dinodontosaurus Assemblage Zone
			Pinheiros Local Fauna			
Anisian						

Fig. 1. Comparative chart of lithostratigraphy and the evolution of Brazilian Triassic biostratigraphic framework along the years in the studied area.

In such context, based on new paleontological, structural and sedimentological data, we (1) propose the existence of a new third-order sequence (Santa Cruz Sequence) between Sequences I and II in the Santa Maria Supersequence, (2) discuss the areal extent of this assemblage zone, and (3) provide better paleontological support for the definition of the *Santacruzodon* AZ.

1.1. Biostratigraphy of South Brazilian Triassic

Two faunal associations for Middle-Upper South Brazilian Triassic based on the correlation with Argentinian faunas, have been consistently recognized in the last decades: the Ladinian *Dinodontosaurus* Assemblage Zone (AZ), and the Carnian *Hyperodapedon* AZ, correlated with the tetrapod faunas of Chañares Formation and the Ischigualasto Formation, respectively. More recently, new outcrops revealed a distinct tetrapod fauna temporally intermediate in relation to those mentioned above, the *Santacruzodon* Assemblage Zone (AZ). This biozone was first proposed by *Abdala et al. (2001)* with the name *Traversodontidae* Biozone due to the absolute dominance of these non-mammaliform cynodonts in the taphocenoses. The fossils that provided the basis for the proposal of this new AZ came from a single fossiliferous outcrop, at that time, near the Schönstatt Sanctuary in Santa Cruz do Sul municipality, but they were later found in other outcrops. The collected specimens were preliminarily described and simply named “Traversodontid Types I, II, III and IV” and “Chiniquodontid” cynodonts. The anatomical features of these cynodonts resembled those present in the basal layers of the Ischigualasto Formation and in the upper layers of the underlying Chañares Formations in Argentina, suggesting an intermediate Upper Ladinian age for the new Brazilian assemblage (*Abdala et al., 2001*).

The abundant cynodont of that assemblage, the “Traversodontid Type II” was later described by *Abdala and Ribeiro (2003)* as a new species, *Santacruzodon hopsoni*, bearing resemblance to *Dadadon isaloi* (*Flynn et al., 2000*) from Madagascar (*Kammerer et al., 2008*). Furthermore, *Melo et al. (2010)* identified the “Traversodontid Type I” as the Malagasy taxon *Menadon besairiei* (*Flynn et al., 2000*) and so correlated the *Santacruzodon* AZ with the Isalo II beds, presumably Late Ladinian to Early Carnian (*Fig. 3*). Sometime later, based on the taxonomic identification of the abundant “traversodontids” of Schönstatt tetrapod fauna, *Soares et al. (2011)* proposed renaming the biozone as *Santacruzodon* AZ, which includes also *Probainognathus* sp., *Chiniquodon* sp. and the archosauriform *Chanaresuchus bonapartei* (*Raugust et al. 2013*). Corroborating the hypothesis that the *Santacruzodon* AZ occurred in a distinct stratigraphic level within the South Brazilian Triassic

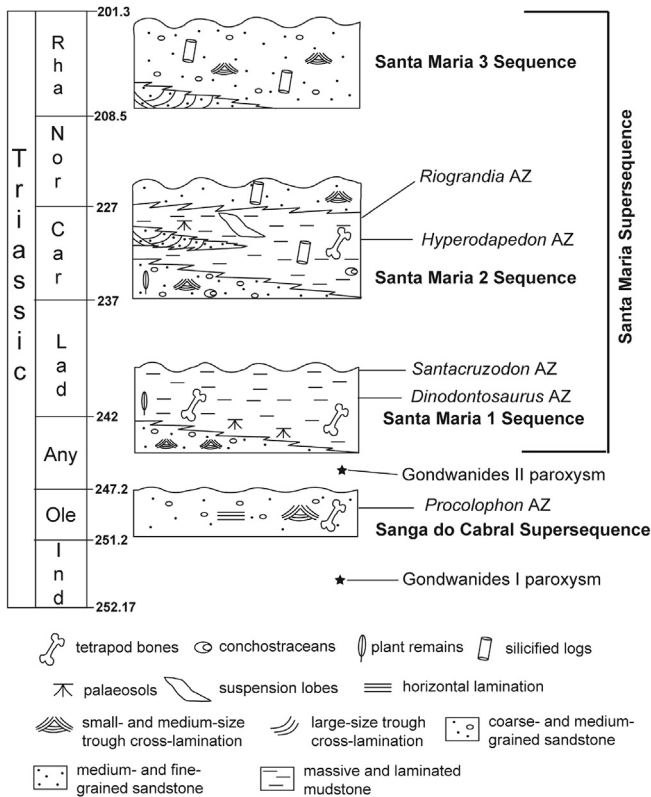


Fig. 2. Chronostratigraphy of Southern Brazil Triassic units with vertebrate biozones (modified from *Zerfass et al., 2003*). Biostratigraphy after *Soares et al. (2011)*. (AZ = Assemblage Zone).

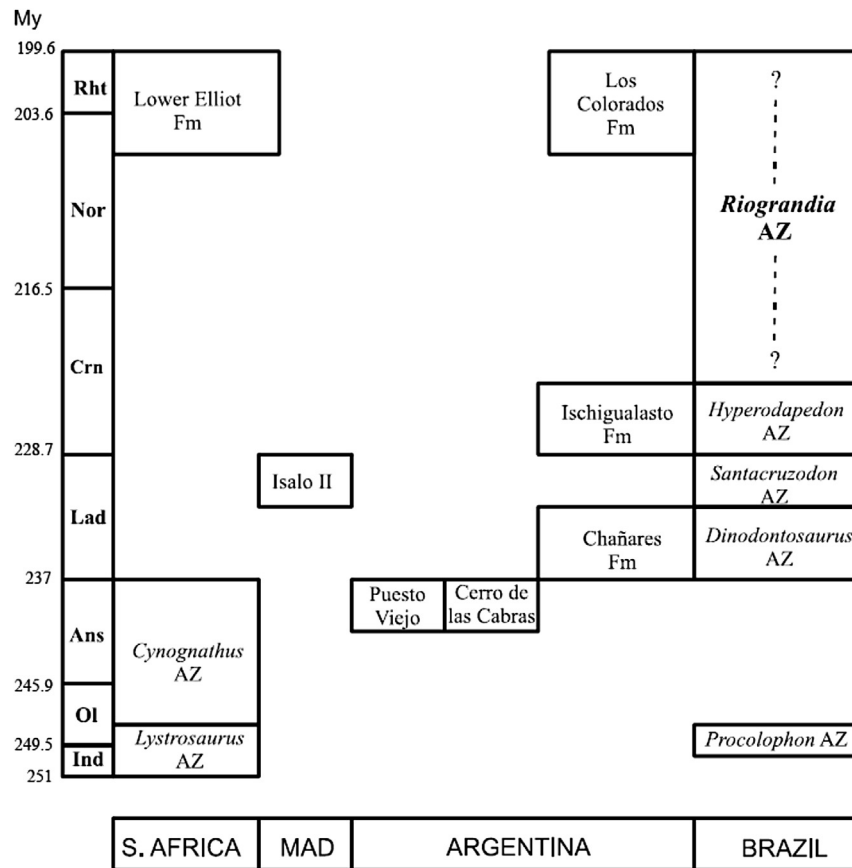


Fig. 3. Comparative chart of Santa Maria Supersequence biostratigraphic framework with South Africa, Argentina and Madagascar. From Soares et al. (2011).

package, Reichel et al. (2005), analyzing the diagenesis of the fossils of that biozone, identified the presence of silica minerals as an important fossil diagenetic mineral, unlike what happens in the fossils of the other AZs that are only cemented by calcite, so indicating distinct eodiagenetic processes for the layers that include the *Santacruzodon* AZ.

2. Geological setting

The Paraná Basin is a large, NE–SW-elongated cratonic basin in South America, approximately 1750 km long and 900 km wide, covering a surface area of around 1,700,000 km² of Paraguay, Uruguay, Argentina and Brazil. This basin evolved during the Paleozoic and Mesozoic, with sedimentary package deposited between the Late Ordovician and the Late Cretaceous. Milani and Ramos (1998) recognized six second-order stratigraphic sequences: Rio Ivai (Caradocian–Llandoveryan), Paraná (Lochkovian–Frasnian), Gondwana I (Westphalian–Scythian), Gondwana II (Anisian–Norian), Gondwana III (Neojurassic–Berriasian) and Bauru (Aptian–Maastrichtian). Rio Grande do Sul has a condensed section, in which only crop out the Itararé, Guatá and Passa Dois groups (Gondwana I), Pirambóia Formation, Sanga do Cabral and Santa Maria Supersequences (Gondwana II) and Botucatu Formation (Gondwana III) (Fig. 4).

The three Paleozoic sequences compose transgressive–regressive cycles, and the Mesozoic packages are intercalated with igneous rocks. The Paraná Basin was established upon an Archean to Paleoproterozoic cratonic basement, surrounded by Neoproterozoic orogenic belts formed during the Brasiliano Orogeny (900–530 Ma), which led to the consolidation of

Gondwana. Many authors (e.g. Northfleet et al., 1969; Almeida, 1969, 1981; Sanford and Lange, 1960; Soares et al., 1974; Cordani et al., 1984; Zalan et al., 1987; Milani, 1997; Milani and Ramos, 1998) have related the reactivation of basement structures with regional-scale tectonic events, recognizing its controls on basin structuration, sedimentary processes, controls on sedimentation and subsidence rates, and position of depocenters throughout basin history. Holz et al. (2006) carried out basic structural studies on a basin wide scale, pointing out that the main regional structures in the Paraná Basin, characterized by two fault systems of NE–SW and NW–SE directions, were inherited from the basement.

The exposure area of Triassic rocks in the Paraná Basin is bounded by two major fault zones, the Jaguari–Mata Fault Zone (JMFZ) to the west and Vigia–Roque Fault Zone (VRFZ), to the east. Da Rosa and Faccini (2005) subdivided the exposure area of the Santa Maria Supersequence in three structural blocks, limited by these regional structures that can be traced in satellite images (Fig. 5).

The Santa Maria Supersequence is composed of three third-order sequences (Zerfass et al., 2003). Santa Maria Sequence I (SMSI) comprises clast-supported conglomerates and cross-bedded sandstones, overlain by laminated mudstones. This facies association was interpreted as fluvial deposits passing to shallow lacustrine deposits (Zerfass et al., 2003). Santa Maria II Sequence (SMSII) is composed of medium- to fine-grained, cross-bedded sandstones and mudstones lenses at the base, grading to thick mudstones in the middle part. They were interpreted as high-sinuosity fluvial and overbank deposits (Zerfass et al., 2003). The top portion of SMSII displays a coarsening-upward succession composed of rhythmites (siltstone–mudstone) intercalated with lenses of fine-grained, cross-bedded or climbing cross-laminated sandstones, deposited

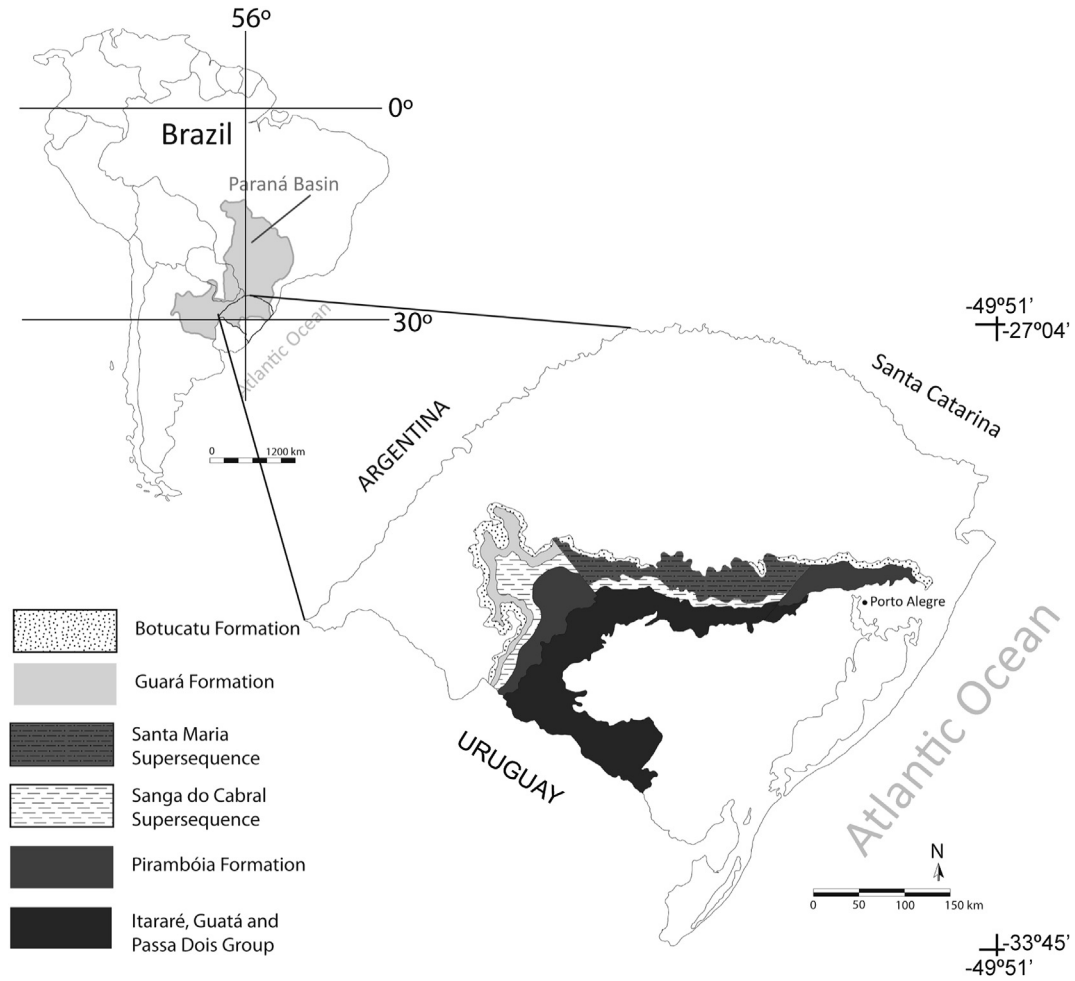


Fig. 4. Localization of Santa Maria Supersequence in Rio Grande do Sul State and in Paraná Basin.

in a lacustrine–deltaic system (Zerfass et al., 2003). Santa Maria III (SMSIII) consists of cross-stratified, conglomeratic sandstones with abundant silicified logs. Lithostratigraphically SMS I and II correspond to the Santa Maria and Caturrita Formations, and SMSIII corresponds to the Mata Formation (Zerfass et al., 2003).

Sedimentation during the Triassic was strongly controlled by tectonics, due to the formation of an elongate rift in Southern Brazil. Philipp et al. (2013a), based on U–Pb geochronology in detrital zircon grains and structural data, suggest that the formation of the bulged structure of Rio Grande Arch confined the Santa Maria

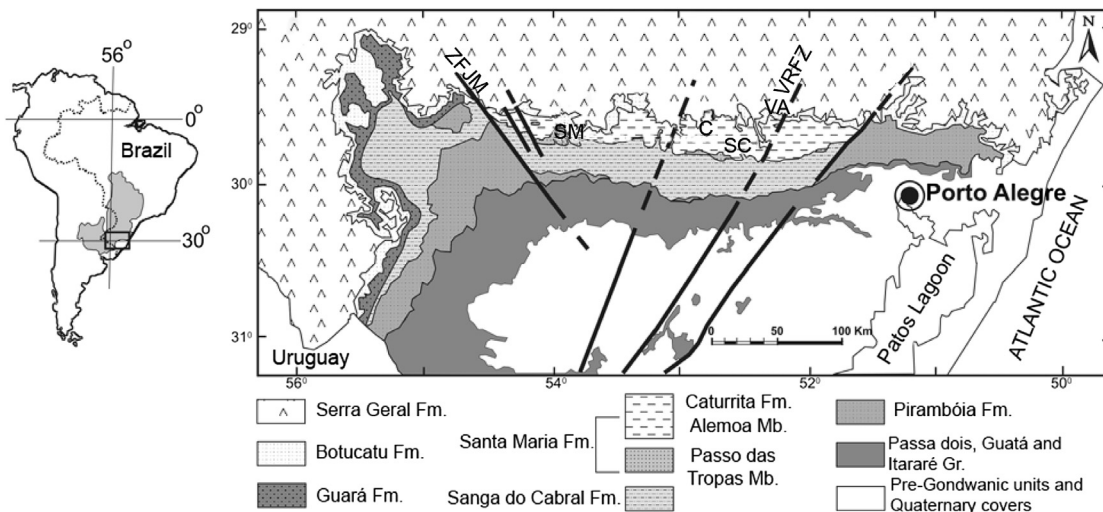


Fig. 5. Three major scale structural blocks of Santa Maria Supersequence. ZFJM: Jaguari–Mata Shear Zone; VRFZ: Vigia–Roque Fault Zone; SM: Santa Maria; C: Candelária; SC: Santa Cruz do Sul; VA: Venâncio Aires. Modified from Da Rosa and Faccini (2005).

Sequences sediments to an area to the north of the bulge. U–Pb ages in the Santa Maria Sequence II provides a depositional minimum age of 236 ± 1.5 Ma (Philipp et al., 2013b). This concordia age was obtained in euhedral and elongated prismatic crystals of zircon, interpreted as volcanic products related to the Choiyi Magmatic Province (Llambías et al., 2003; Lopes-Gamundi, 2006). The studied region is marked by several NW normal faults that modified the original position of the beds, forming high and low blocks. This fault system seems to control the deposition and/or preservation of the Triassic units, as well as the regional bulge that generated Rio Grande Arch (Philipp et al. 2013a, b). Another important normal fault system has NE–SW and E–W direction and

cuts the Cretaceous Serra Geral and Botucatu Formations, thus indicating a post-Cretaceous age for the faulting.

The rocks from the Santa Maria Supersequence are strongly affected by weathering, and the outcrops are laterally discontinuous and sparsely distributed. For these reasons, correlation between outcrops and the stratigraphic placement are very difficult. The only possibility of correlation is through the vertebrate fossil content. The Santa Maria Supersequence is biostratigraphically divided into four vertebrate assemblage zones, spanning the Middle to Upper Triassic (Fig. 1). Zerrass et al. (2004, 2005) proposed that deposition of the Santa Maria Supersequence was tectonically controlled, owing to reactivation of the Paraná Basin structures related to convergence in

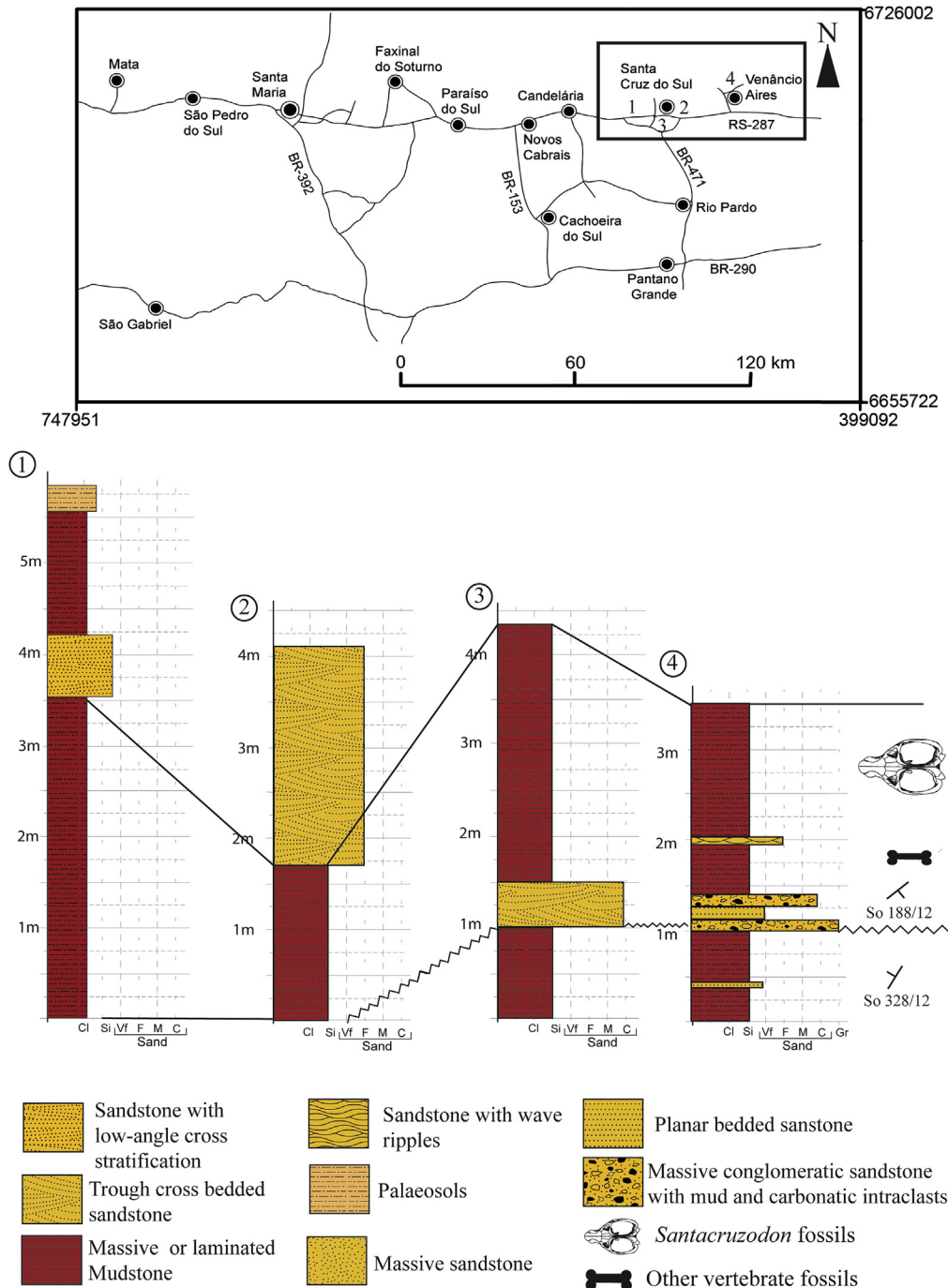


Fig. 6. Location map and stratigraphic correlation of the outcrops where *Santa Cruzodon hopsoni* occurs. Note the abrupt facies shift and the angular unconformity.

the Proto-Andes mountain ridge. In the proposed model, the authors related transpressional efforts from the Andes as responsible for the generation of a large, dextral shear zone associated with the Sierra de la Ventana-Cape Fold Belt. Transtensional and subsidiary efforts were responsible for the opening of a group of aligned NE–SW basins in Africa and South America (e.g. Paraná, Waterberg, Cabora-Bassa and Mid Zambezi Basins).

Structural and geochronological data collected recently show that this reactivation possibly occurred as various pulses during the Triassic, controlling the preservation, or even the deposition of the strata (Philipp et al., 2013a). Syndepositional faults of N10–20°W direction were identified in the conglomeratic sandstones of Santa Maria Sequences I and II (Philipp et al., 2013a). Later pulses of faulting, associated with the Atlantic Ocean opening, contributed to the generation of unconformity surfaces.

3. Methods

This work started with prospection and collection of new tetrapod fossils in several outcrops within the study area. Ten outcrops along the RS-471 road were investigated, four of which were fossiliferous. Each of the outcrops was described at 1: 50 scale,

including characterization of bedding contacts, grain size variation, primary sedimentary structures, fossil content and the relationship with under- and overlying succession. The sedimentological and paleontological information were displayed as graphic logs. Structural data were collected to characterize syn-depositional faults. New vertebrate fossils were prepared and cataloged at UFRGS Vertebrate Laboratory and Municipal Museum Aristides Carlos Rodrigues in Candelária, Brazil.

The analysis of ASTER satellite images was used to identify and trace large lineaments that controlled the topographic boundaries of the new sequence. The digital analysis of the terrain was carried out in ArcGis®. Remote sensing data were treated in Rockworks 14, with the construction of diagrams of line frequency and length.

4. Results

4.1. New specimens of *S. hopsoni*

Several specimens of *Santacruzodon* were collected in two new outcrops: the Souza Cruz outcrop (Santa Cruz do Sul city, UTM 362697 m E; 6706209 m N) and the Carolina Soil outcrop

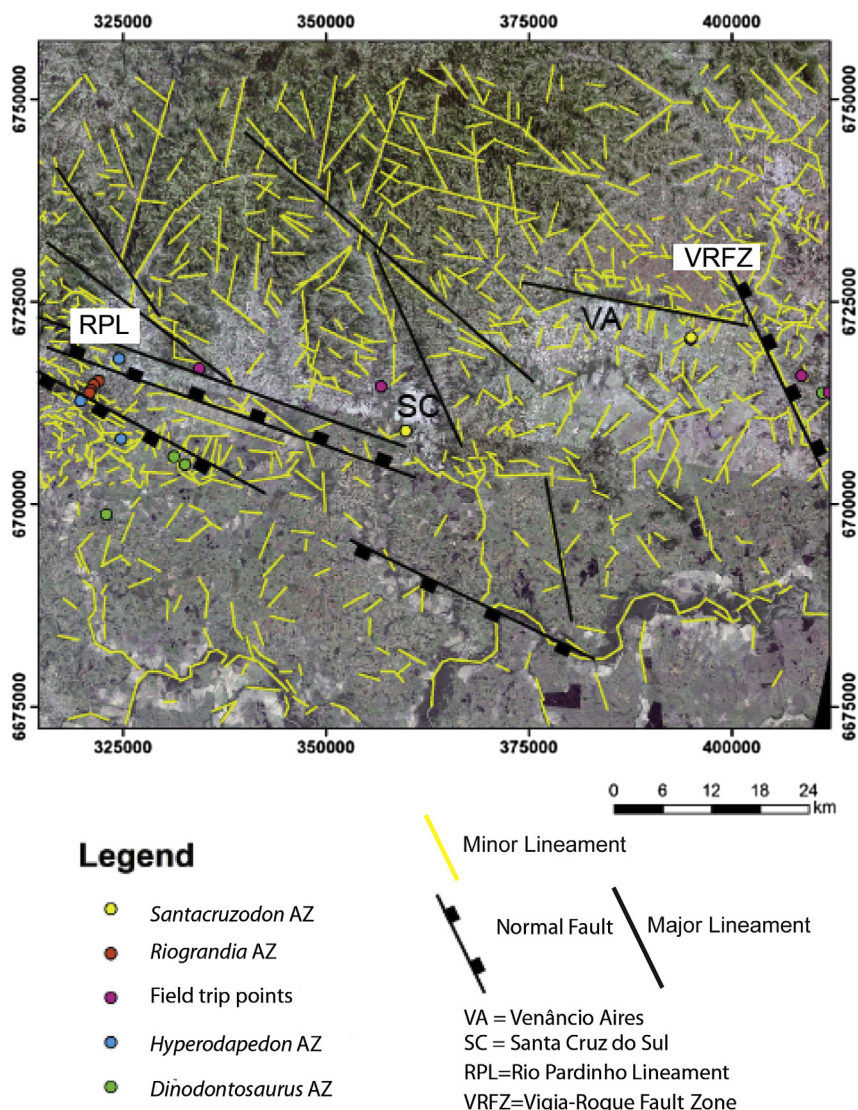


Fig. 7. Structural map of Santa Cruz and Venâncio Aires region showing the lineaments that delimit the occurrence area of the new Sequence.

(Vera Cruz city, UTM 355490 m E; 6714386 m N). New materials were also collected in the Schönstatt outcrop (Santa Cruz do Sul city, UTM 359767 m E; 6709062 m N) and the Vila Estância Nova (Venâncio Aires city, UTM 394997 m E; 6720252 m N). This results expanded and at the same time, established the boundaries of the area of occurrence of the Santacruzodon AZ.

4.2. Structural framework

With the materials found in the new outcrops, the *Santacruzodon* assemblage zone can be expanded to a larger area (although restricted), including part of the Vera Cruz and Venâncio Aires municipalities (Fig. 6), within the Santa Cruz and Venâncio Aires structural blocks (Da Rosa and Faccini, 2005). These blocks are delimited by the Pardiniho Fault structure and the Vigia-Roque Fault (Fig. 7).

Satellite images showed regional-scale lineaments, identified in the fieldtrips as normal faults that isolated several structural blocks. Work by Faccini (2000), Zeffass et al. (2003, 2005), and Machado (2005), based on structural and sedimentological data, suggested that the deposition and evolution of Triassic units in the Paraná Basin were tectonically controlled by compressive efforts occurring along the Gondwana southwestern margin, related with the San Rafaelic orogenic events.

4.3. The Santa Cruz Sequence

Unlike the other cenozones, *Santacruzodon* AZ is the only one that is not present in the entire exposure area of the Santa Maria Supersequence. Moreover, there are some differences in the taphonomic/diagenetic context of this cenozone. Silvério da Silva (1997) was the first to recognize chalcedony within carbonate concretions in the *Santacruzodon* AZ, interpreting it as re-exposure of calcrete profiles in subaerial conditions, forming silcretes. Reichel et al. (2005) reported the presence of chalcedony and quartz as the main permineralizing minerals in cynodont fossils from Schönstatt and Vila Estância Nova outcrops. Since these calcretes have a phreatic origin (Horn et al. 2013), re-exposure of groundwater calcrete may suggest erosion, possibly conditioned by tectonics. However, silicification could also indicate a climate change towards more arid conditions.

Various regional profiles with topographic control were carried out in Santa Cruz and Vera Cruz regions, assuming that within a single structural block there should have been no significant offset due to normal faulting, hence the stratigraphy being relatively conformable. The fossiliferous mudrocks are interbedded with coarse, conglomeratic sandstones interpreted as alluvial deposits (proximal or braided river channels and overbank).

The regional lineaments identified in radar images represent normal faults (Fig. 7). They bound structural blocks that control the

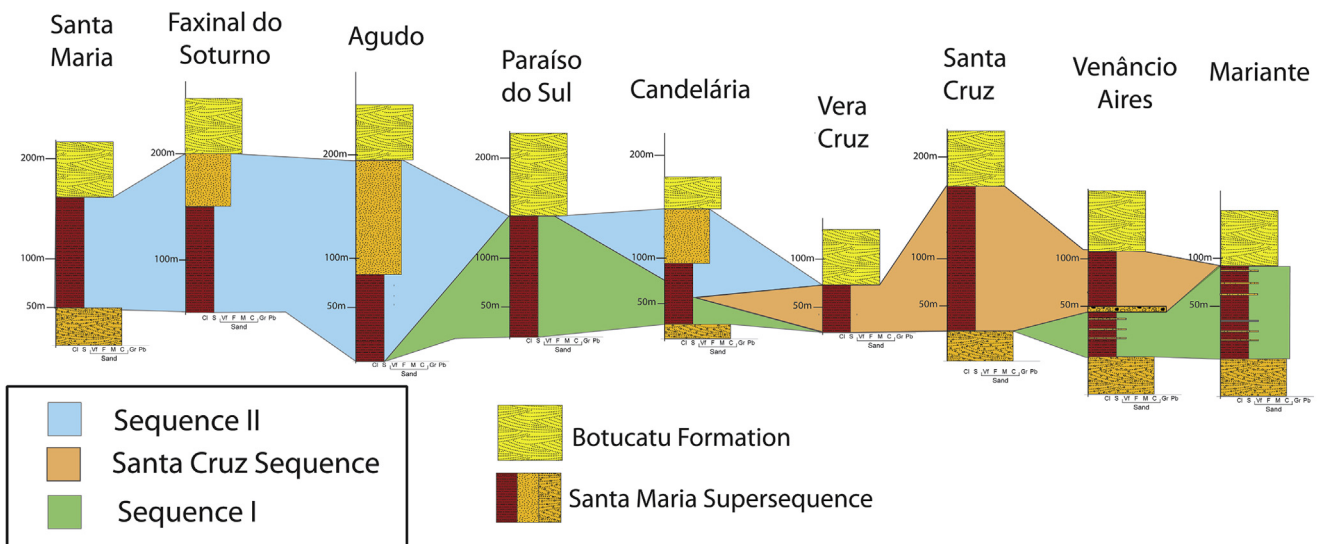
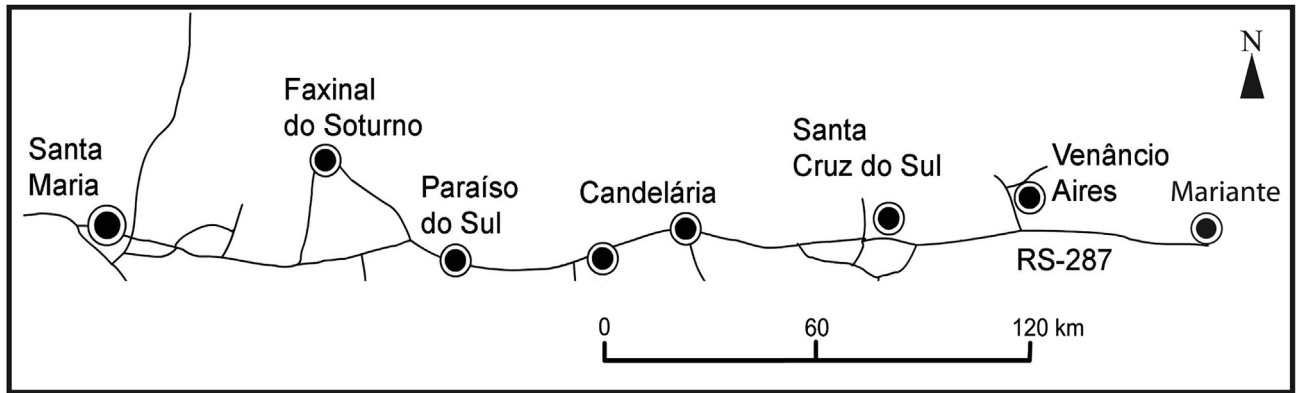


Fig. 8. Composite logs of the municipalities where Santa Maria Supersequence occurs. The colored fields show the occurrence of the Sequences in each municipality, and the approximated elevation in which the sequence begins to crop out. Sequences I and II sensu Zeffass et al. (2003) and Santa Cruz Sequence sensu this work.

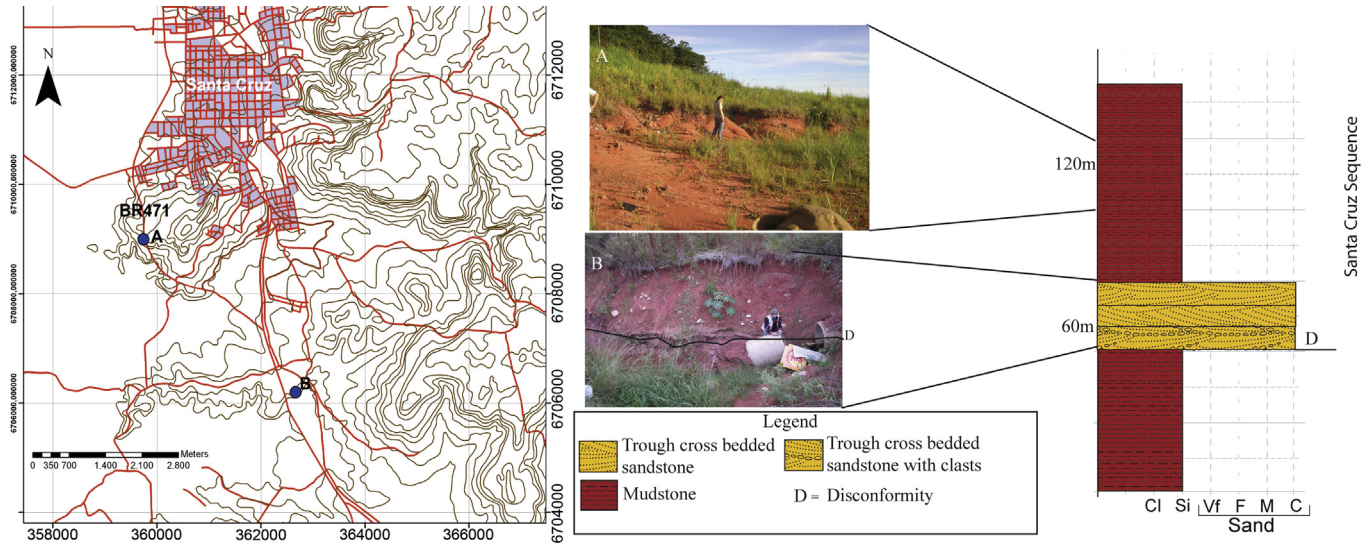


Fig. 9. Localization and composite log of Santa Cruz Sequence type section. The numbers show the approximate elevation of each outcrop.

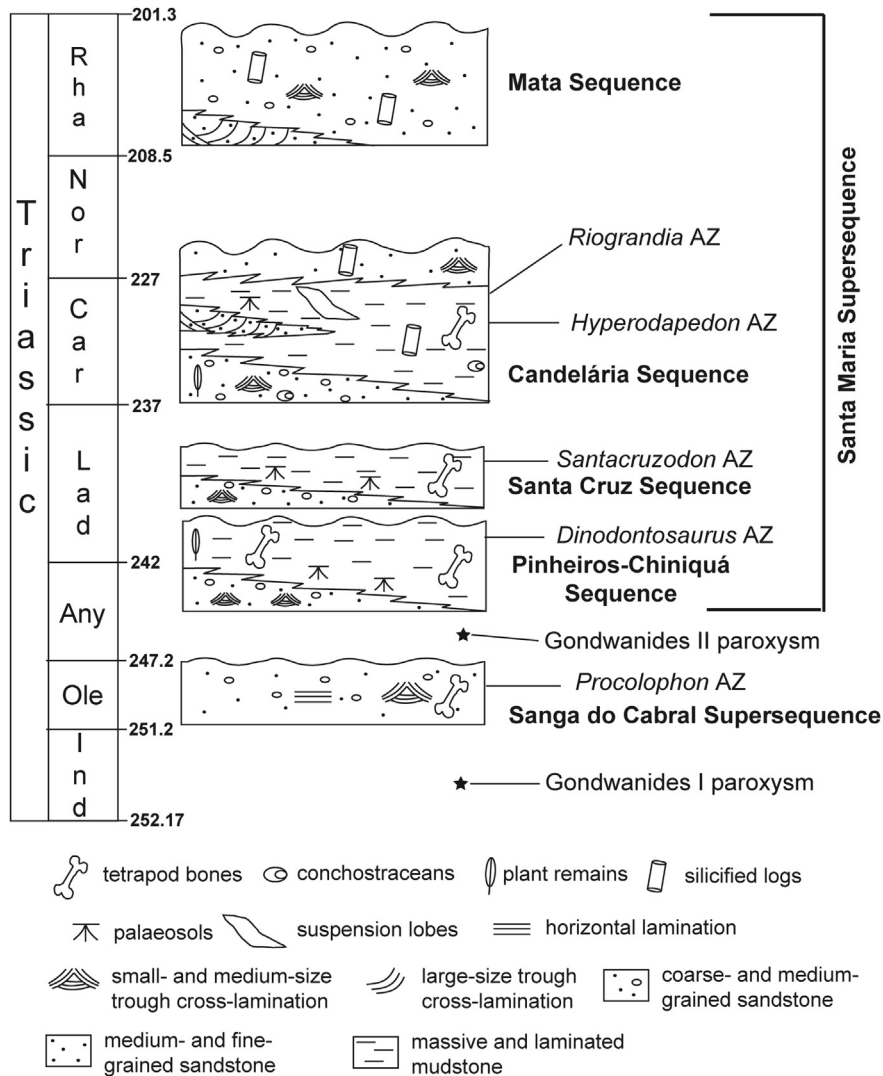


Fig. 10. Proposed changes in sequence nomenclature. Modified from Zerfass et al. (2003).

distribution and occurrence of the biozones, sometimes placing different biostratigraphic units in the same topographic level as a result of vertical movements associated with the faults.

The new sequence comprises fossiliferous red mudrocks similar to the Santa Maria Sequence I, under- and overlain by sandstones and conglomerates. Cynodonts in the fossil assemblage display characteristics that are intermediary between Ladinian (*Dinodontosaurus* AZ/Chañares fauna) and Carnian (*Hyperodapedon* AZ/Ischigualasto fauna) cynodonts. Therefore, these strata are biostratigraphically distinct from the adjacent ones.

The proposed is bound at the base by a regional unconformity characterized by an abrupt shift of facies and angular unconformity. The facies shift is marked by distal mudrocks overlain by proximal mud-chip conglomeratic sandstones. The angular unconformity is represented by a change in bedding dip, from NW in the proposed sequence to NE in Sequence I. In outcrops across this area it is possible to trace the unconformity from Venâncio Aires to Vera Cruz municipalities (Fig. 8).

Based on the evidence provided above (the existence of Carnian-Ladinian cynodonts in an unconformity-bound unit), we propose a new subdivision of the Santa Maria Supersequence, with the upper portion of the Santa Maria I Sequence (*sensu* Zeffass et al., 2003) comprising a distinct third-order sequence: the Santa Cruz Sequence. This stratigraphic unit crops out along the BR471 road, near Santa Cruz do Sul, RS. The type section is an outcrop along BR471 in the industrial district (UTM 362565 m E; 6705902 m N) (Fig. 9). Like the Santa Maria sequences previously defined, this unit is bound by conglomeratic sandstones at the base and top. These coarse-grained rocks are interpreted as deposited in response to a tectonic pulse that lowered the basin base level (Zeffass et al., 2003) characterizing a lowstand system tract, grading upwards into fossiliferous massive red mudrocks, the transgressive system tract.

In order to include this new sequence and facilitate further modifications within the Santa Maria Supersequence, we propose a name change for the previously proposed sequences (Zeffass et al., 2003). Instead of numbering the sequences, we propose to name the sequences according to toponyms of the type sections.

The proposed changes are shown in Fig. 10. The base of Santa Maria Sequence I (*sensu* Zeffass et al. 2003) changes to Pinheiros-Chiniquá Sequence, corresponding to localities in Candelária (Pinheiros) and São Pedro do Sul (Chiniquá) Municipalities, where the best outcrops are found and summarizing the Local Fauna proposed by Barberena et al. (1985). Santa Maria Sequence II changes to Candelária Sequence, since the best outcrops and the complete sequence is found in Candelária Municipality. Santa Maria III Sequence changes to Mata Sequence, since the best exposures are in the vicinity of Mata city. Biostratigraphic names and zones are maintained as proposed by Soares et al. (2011).

5. Discussion

Based on field and remote sensing data, we infer that the geographic restriction of the Santa Cruz Sequence is due to tectonic preservation of a structural block. After deposition, the block currently bearing this sequence was lowered in the Venâncio Aires–Santa Cruz region, while in the adjacent, uplifted blocks this sequence was removed by erosion (Fig. 11). Another possibility is that the deposition of the Santa Cruz Sequence is local, within a restricted half-graben that controlled and isolated the sequence. Considering the proposed models for Santa Maria Supersequence in the literature, the first hypothesis is the most likely to have occurred.

In the Ischigualasto Basin from Argentina, the deposits placed between the Chañares and Ischigualasto Formations, which temporally would correspond to the deposition of the Santa Cruz Sequence, are lacustrine beds forming during a synrift phase (Ischichuca/Los Rastros Formations). It suggests that the active tectonics along the Andean ridge could control the deposition of the Santa Cruz Sequence. Zeffass et al. (2005) characterize three rifting phases responsible for the deposition of the sequences within the Santa Maria Supersequence. Any of these tectonic movements could have uplifted the blocks adjacent to the Santa Cruz Sequence, leading to preservation of the Santa Cruz Sequence in the lower block.

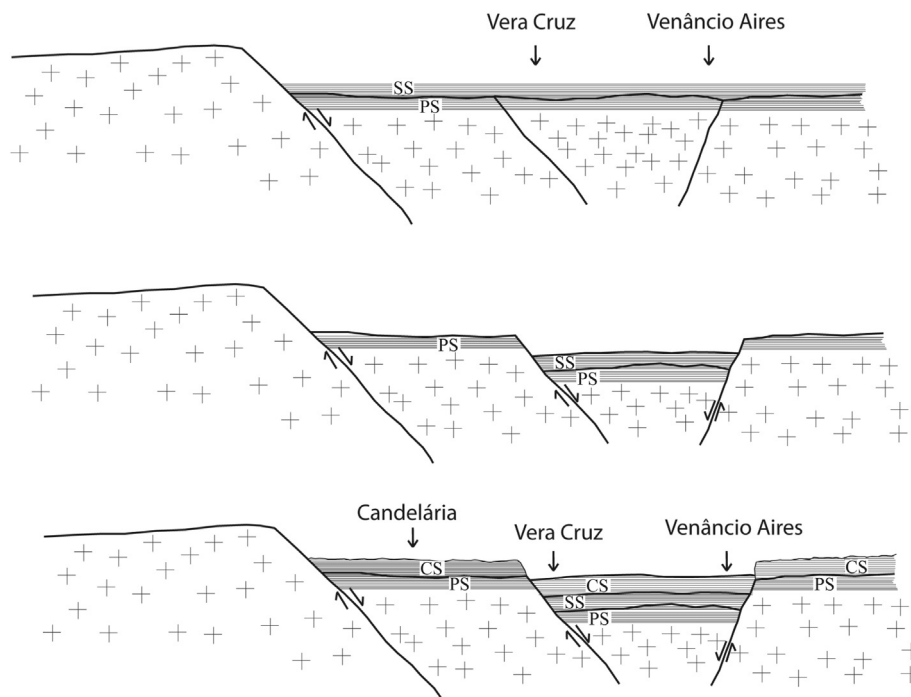


Fig. 11. Proposed events that led to the preservation of Santa Cruz Sequence. SS: Santa Cruz Sequence; PS: Pinheiros-Chiniquá Sequence; CS: Candelária Sequence.

6. Conclusions

The integration of satellite image analysis and field work (sedimentological, structural and paleontological information) allowed the interpretation that the *Santacruzodon* AZ is not only a biostratigraphic division, but also a stratigraphic sequence that represents a time slice preserved probably by tectonic movement. It is possible that other sequences could be further subdivided, and/or that other sequences could have been tectonically preserved. As the vertebrate fossils are the only tool for intra- and intercontinental correlations in the Triassic of Gondwana, the identified sequence adds important data to the depositional context of the Santa Maria Supersequence.

Sequence names used in Zeffass et al. (2003) have to be changed to better accommodate the new sequence proposed in this work, as well as possible future subdivisions in the Santa Maria Supersequence.

The recognition that some sequences occur in tectonically-controlled, restricted areas shows the importance of tectonic movements in sedimentation and/or preservation of stratigraphic units in Southern Brazil. Hence it is imperative that additional, detailed structural studies are carried out in the Paraná Basin.

Acknowledgments

This study is the first paper of a Ph.D. degree thesis. We thank Prof. Dr. Marina Bento Soares for helping with the fossils, Prof. Dr. Átila Augusto Stock Da Rosa for the helpful discussions, Jéssica Alvarenga for fossil preparation and the three anonymous reviewers for the useful suggestions. We also thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) project number 401833/2010-0 for the financial support.

References

- Abdala, F., Ribeiro, A.M., 2003. A new traversodontid cynodont from the Santa Maria Formation (Ladinian-Carnian) of Southern Brazil, with a phylogenetic analysis of Gondwana traversodontids. *Zool. J. Linn. Soc.* 139, 529–545.
- Abdala, F., Ribeiro, A.M., Schultz, C.L., 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do Sul, Santa Maria Formation (Middle-Late Triassic), Southern Brazil. *Neues Jahrb. für Geol. Paläontol. Monatsh.* 11, 669–687.
- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: 23° Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, pp. 29–46.
- Almeida, F.F.M., 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: III Simpósio Regional de Geologia. SBG-SP, vol. 1. Atas, Curitiba, pp. 1–20.
- Andreis, R.R., Bossi, G.E., Montardo, D.K., 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul, Brasil. In: SBG, 2° Simpósio Brasileiro de Geologia Congresso, Anais, pp. 659–673.
- Barberena, M.C., 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas* 7, 111–129.
- Barberena, M.C., Araújo, D.C., Lavina, E.L., Azevedo, S.A., 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. *Coletânea Trab. Paleontológicos, MME-DNPM, série Geol. Seção Paleontol.* 27 (2), 21–28.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomas Filho, A., Cunha, F.M.B., 1984. Estudo preliminar de integração de pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares Brasileiras. *Rev. Ciência Técnica Petróleo* 15, 70.
- Da Rosa, Á.A.S., Faccini, U.F., 2005. Delimitação de blocos estruturais de diferentes escalas em seqüências mesozóicas do Estado do Rio Grande do Sul: implicações bioestratigráficas. *Gaea* 1, 16–23.
- Faccini, U.F., 2000. Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus Espaço de Acomodação. Ph.D. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Flynn, J.J., Parrish, J.M., Rakotosamimanana, B., Ranivoharimanana, L., Simpson, W.F., Wyss, A.R., 2000. New traversodontids (Synapsida: Eucynodontia) from the Triassic of Madagascar. *J. Vertebrate Paleontol.* 20, 422–427.
- Gordon Jr., M., 1947. Classification of the Gondwanic Rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul, vol. 38. Notas preliminares e estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral, pp. 1–19.
- Holz, M., Kuchle, J., Philip, R.P., Bischoff, A.P., Arima, N., 2006. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 22, 185–204.
- Horn, B.L.D., Pereira, V.P., Schultz, C.L., 2013. Calcretes of the Santa Maria Supersequence, Middle Triassic, Rio Grande do Sul, Brazil: classification, genesis and paleoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 376, 39–47.
- Kammerer, C.F., Flynn, J.J., Ranivoharimanana, L., Wyss, A.R., 2008. New material of *Menadon besairiei* (Cynodontia: Traversodontidae) from the Triassic of Madagascar. *J. Vertebrate Paleontol.* 28, 445–462.
- Llambías, J.E., Quenardelle, S., Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 243–257.
- Lopez-Gamundi, O., 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constraints and common characteristics. *J. South Am. Earth Sci.* 22, 227–238.
- Machado, J.L.F., 2005. Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no RS. Ph.D. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Melo, T.P., Soares, M.B., Horn, B.L.D., 2010. The traversodontid biozone of the Santa Maria Formation (Middle-Upper Triassic), Paraná Basin, Southern Brazil: geographic distribution and biostratigraphic refinement. In: *Jornadas Argentinas de Paleontologia de Vertebrados Libro de Resúmenes*, vol. 24, pp. 24.
- Milani, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental. Ph.D. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências* 28, 527–544.
- Northfleet, A.A., Medeiros, R.A., Müllmann, H., 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Técnico Petrobrás* 12 (3), 291–346.
- Oliveira, E.P., 1918. Regiões Carboníferas dos Estados do Sul, 125p.
- Philipp, R.P., Kloss, H.P., Horn, B.L.D., Lima, E.F., Schultz, C.L., 2013a. Contribuição à evolução tectônica da Bacia do Paraná na região de Santa Cruz do Sul e Rio Pardo, RS. In: XIV SNET, Expanded Abstract submitted for publication.
- Philipp, R.P., Zvirtes, G., Bruckmann, M., Faccini, U.F., Viana, A.R., Lavina, E., Scherer, C., 2013b. Estruturas tectônicas na seção geológica Santana do Livramento-Rosário do Sul-Jaguari: evidências do Arco de Rio Grande, Bacia do Paraná. In: RS. XIV SNET Expanded Abstract submitted for publication.
- Raugust, T., Lacerda, M., Schultz, C.L., 2013. The first occurrence of *Chanaresuchus bonapartei* Romer 1971 (archosauriformes, proterochampsia) of the Middle Triassic of Brazil from the *Santacruzodon* Assemblage Zone, Santa Maria Formation (Parana Basin). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 379, 01–16.
- Reichel, M., Schultz, C.L., Pereira, V.P., 2005. Diagenetic pattern of the vertebrate fossils from the Traversodontid Biozone, Santa Maria Formation (Middle Triassic of Rio Grande do Sul, Southern Brazil). *Rev. Bras. Paleontol.* 8 (3), 173–180.
- Sanford, R.M., Lange, F.N., 1960. Basin study approach oil evaluation of Paraná miogeosyncline of South Brazil. *AAPG Bull.* 44, 1316–1370.
- Scherer, C.M.S., 1994. Análise faciologica e bioestratigráfica do Triássico Superior (topo da Formação Santa Maria) na região de Candelaria-RS. M.Sc. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Schultz, C.L., Scherer, C.M.S., Barberena, M.C., 2000. Biostratigraphy of Southern Brazilian Middle-Upper Triassic. *Rev. Bras. Geociências* 30 (3), 495–498.
- Silvério da Silva, J.L., 1997. Estudo dos processos de silicificação e calcificação em rochas sedimentares mesozóicas do Rio Grande do Sul, Brasil. Ph.D. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J., 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: 28° Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre, RS. Anais, vol. 1, pp. 63–83.
- Soares, M.B., Schultz, C.L., Horn, B.L.D., 2011. New information on *Riograndia guai-bensis* Bonaparte, Ferigolo & Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Tritheledontidae) from the Late Triassic of Southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications. *An. Acad. Bras. Ciências* 83 (1), 329–354.
- White, I.C., 1908. Relatório final da comissão de estudo das minas de carvão de pedra no Brasil: Relatório sobre as “coal measures” e rochas associadas do sul do Brasil, 300p.
- Zalán, P.V., Wolf, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: 3° Simpósio Sul-Brasileiro De Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia. Anais, vol. 1, pp. 441–473.
- Zeffass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F., Chemale Jr., F., 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sediment. Geol.* 161, 85–105.
- Zeffass, H., Chemale Jr., F., Schultz, C.L., Lavina, E.L., 2004. Tectonics and sedimentation in South America during Triassic. *Sediment. Geol.* 166, 265–292.
- Zeffass, H., Chemale Jr., F., Lavina, E.L., 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation with the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Res.* 8 (2), 163–176.



Bruno Horn <brunoldhorn@gmail.com>

Sedimentology - Manuscript ID SED-2015-OM-222

1 mensagem

E.A.Richardson@leeds.ac.uk <E.A.Richardson@leeds.ac.uk>

21 de dezembro de 2015 08:23

Para: brunoldhorn@gmail.com

21-Dec-2015

Dear Mr. Horn:

Your manuscript entitled "Interpretation of massive sandstones in ephemeral fluvial settings: a case study from the Upper Candelária Sequence (Upper Traissic, Paraná Basin, Brazil)" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in Sedimentology.

Your manuscript ID is SED-2015-OM-222.

Please quote the above manuscript ID in all future correspondence. If you have an existing user account for Sedimentology and there have been any changes to your contact details since you last used the website, please log in to Manuscript Central at <https://mc.manuscriptcentral.com/sed> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc.manuscriptcentral.com/sed>.

Thank you for submitting your manuscript to Sedimentology.

Yours sincerely
Elaine Richardson
Editorial Office Manager
Sedimentology

1 INTERPRETATION OF MASSIVE SANDSTONES IN EPHEMERAL
2 FLUVIAL SETTINGS: A CASE STUDY FROM THE UPPER CANDELÁRIA
3 SEQUENCE (UPPER TRIASSIC, PARANÁ BASIN, BRAZIL)

4
5 BRUNO LUDOVICO DIHL HORN ^{1,2}, KARIN GOLDBERG² AND CESAR LEANDRO
6 SCHULTZ²

7
8 ¹CPRM/Geological Survey of Brazil, Superintência Regional de Recife, Av. Sul, 2291, Recife, PE, Brazil

9 ²Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500,
10 Porto Alegre, RS, Brazil.

11
12
13 Corresponding author: Bruno Ludovico Dihl Horn

14 CPRM/Geological Survey of Brazil, Superintência Regional de Recife,

15 Adress: Av. Sul, 2291, Recife, PE, Brazil CEP50770-011

16 Fone: +55 81 3316 1427

17 *brunoldhorn@gmail.com*

18

19

20

21

22

23

24 KEYWORDS

25 ephemeral rivers; massive sandstones; Upper Triassic; Candelária Sequence; Paraná Basin

26 ABSTRACT

27 Seasonally ephemeral rivers display a wide range of upper- and lower-flow regime structures due to
28 great flow-speed changes during the floods. The development of flow structures in these setting are yet
29 to be understood, especially in the formation of thick, massive sandstones. The Upper Triassic was
30 marked by great seasonal variations on climate, yet there is no documentation of river systems with
31 seasonal characteristics in Southern Gondwana. This work aims to characterize a seasonally-affected
32 alluvial system from the Upper Triassic of the Paraná Basin. The characteristics of the deposits are
33 discussed in terms of depositional processes through comparison with similar deposits in the literature,
34 flow characteristics and depositional signatures compared with flume experiments. The alluvial system
35 was divided in four facies associations: (1) channels with variable fill, characterized by low w/t ratio,
36 sheet-like bodies, scour-and-fill structures with upper- and lower-flow regime bedforms; (2) channels
37 with massive fill, characterized by low w/t ratio, sheet-like bodies, scour-and-fill structures with
38 massive sandstones; (3) proximal sheetfloods, characterized by moderate w/t ratio, sheet-like bodies
39 with upper- and lower-flow regime bedforms and (4) distal sheetfloods, characterized by high w/t
40 ratio, sheet-like bodies with lower-flow regime bedforms. Evidence for the seasonal reactivation of the
41 riverine system includes the absence of well-developed macroforms, in-channel mudstones, thick
42 intraformational conglomerates, and the occurrence of well- and poorly-preserved vertebrate bones in
43 the same beds. The predominantly massive sandstones is interpreted as collapse of the viscous lower
44 portion of a hyperconcentrated flow during abrupt changes in flow speed, caused by de-confinement
45 or channel avulsion, whereas turbulent portions of the flow formed the upper- and lower-flow regime
46 bedforms after the deposition of the massive layers. The upper portion of the Candelária Sequence
47 records a good example of strongly seasonal alluvial systems, where the predominance of massive
48 sandstones is a particular characteristic.

49

50 INTRODUCTION

51 There is a wide variability of flow velocities, discharge, sediment load and transport mechanisms that
52 influences the nature of sheetflow deposits (Fisher et al 2007), and in the ancient and modern record, a
53 variety of upper- and lower-flow regime structures are observed (Tunbridge, 1981, Olsen 1987, Fisher
54 et al. 2007, Fisher et al 2008). How these factors interact and contribute to the generation of
55 sheetfloods and feeder-channel deposits is still object of study through experimental work.

56 Modern rivers with discharge variations are common in regions with subtropical climate or a
57 monsoonal regime, where more than 80-90% of precipitation falls during summer. The intense rainfall
58 causes high magnitude floods (Plink-Björklund, 2015). The high fluctuation in precipitation during the
59 year forces the formation of ephemeral rivers that are subject to variations in discharge, and
60 consequently, depositional processes.

61 Experimental modeling and paleoclimatic sedimentologic proxies indicate that the Upper Triassic was
62 marked by a maximum expression of the monsoonal circulation (Robinson, 1973; Wang, 2009 *apud*
63 Preto, 2010) that caused extreme climate cross Pangea. Extensive dry periods, punctuated by brief wet
64 periods, were common in the Upper Triassic (Sellwood and Valdez, 2006; Holz, 2015) and certainly
65 exerted large influence on fluvial styles. Still, there is no record of seasonally-affected rivers in
66 Southern Gondwana Triassic.

67 The record of sedimentary structures in upper-flow regime has increased in the past few years, but it is
68 still difficult to apply experimental data to the rock record because of the many uncontrolled variables
69 on natural sedimentary systems. Lately, some authors (*e.g.* Alexander et al 2001, Cartigny et al. 2013,
70 Sumner et al. 2009) used flume experiments to gather data on the formation of upper-flow regime
71 structures in deep-water, turbidite settings. So far there has been little experimental data, if any, on
72 upper-flow regime structures developed in continental settings, especially in respect to the formation
73 of thick, massive sandstones.

74 In this work, the study of Upper Triassic, continental deposits of the Paraná Basin aimed at the
75 description of facies and architecture of fluvial sediments formed under semi-arid climate,

76 characteristic of monsoon -affected alluvial systems. Characteristics of sheetflood and channel
77 deposits are discussed in terms of depositional processes through comparison with other similar
78 deposits in the literature, as well as flow characteristics and the depositional signatures compared with
79 flume experiments.

80 GEOLOGICAL SETTING

81 The Paraná Basin is a large, NE-SW-elongated intracratonic basin in South America, approximately
82 1750 km long and 900 km wide, with a surface area of approximately 1,700,000 km² in Paraguay,
83 Uruguay, Argentina and Brazil (Fig. 1). This basin evolved during the Paleozoic and Mesozoic,
84 comprising a sedimentary package deposited between the Late Ordovician and the Late Cretaceous.

85 **FIGURE 1**

86 Milani and Ramos (1998) recognized six second-order stratigraphic sequences, and the Triassic rocks
87 correspond to Gondwana II Sequence (Anisian-Norian). Although the Paraná is an intracratonic basin,
88 the preservation of Triassic deposits in the Paraná Basin is local and probably related with
89 transtensional stresses caused by tectonic events on the Gondwanides active margin. These created
90 extensional rifts that favored the sedimentation of Triassic rocks (Zerfass et al. 2004)

91 The sequence stratigraphic framework proposed by Zerfass (2003) divides the Mesozoic succession of
92 the Middle-Upper Triassic succession (Santa Maria Supersequence) of the Paraná Basin in Rio Grande
93 do Sul State in three third-order sequences (Sequences I, II and III). Lately, Horn et al. (2014)
94 included a fourth sequence (Santa Cruz Sequence, Ladinian) and changed the names of the previously
95 established third-order sequences I, II and III to Pinheiros-Chiniquá (Anysian-Ladinian), Candelária
96 (Carnian) and Mata (Rhaetic) (Fig. 2). The Santa Maria Supersequence is equivalent to the Triassic
97 Gondwana II Supersequence of Milani and Ramos (1998), which occurs only in southern Brazil.

98 **Figure 2**

99 The studied rocks belong to the upper Candelária Sequence, cropping out in the central portion of Rio
100 Grande do Sul State, between the cities of Candelária and Mata (Fig. 1).

101 FACIES ANALYSIS

102 Facies analysis was based on the description of 31 outcrops (Fig. 1), with the construction of
103 lithological logs at 1:50 scale and the systematic measurement of paleocurrents. Facies description
104 included color, grain size, roundness, sorting and grain composition, bed geometry, sedimentary
105 structures and fossil content. Eight lithofacies were recognized in the upper Candelária Sequence,
106 summarized in Table 1. Facies classification was based on an adaptation to the code proposed by Miall
107 (1985).

108 The upper Candelária Sequence is dominantly composed of reddish, very fine to fine sandstones, with
109 subordinate intraformational conglomerates and mudrocks. The sandstones are well-sorted and mostly
110 massive (Sm), but locally laminated and cross-stratified sandstones may occur (Sl, Sgh, St or Sr). The
111 sandstones are commonly amalgamated, or separated by reddish mudstones and siltstones, laminated
112 (Fl) or massive (Fm). The intraformational conglomerates (Gi) are formed by mud intraclasts, 0.5-20
113 cm across, immersed in a fine sand matrix.

114 **TABLE 1**

115 **Intraformational conglomerates (Gi)**

116 The intraformational conglomerates (Gi) consist of matrix-supported conglomerates, with fine sand
117 matrix and granule- to cobble-sized mud intraclasts. There are two distinct clast grain sizes, pebble-
118 dominated and granule- dominated. (Fig. 3A). In addition to the mud intraclasts, the pebble-dominated
119 conglomerates contain carbonate clasts. This facies occurs mainly as centimetric layers at the base of
120 massive and gradational planar-laminated sandstones (Sm and Sgh), but it may also occur in metric,
121 continuous or discontinuous beds overlying fine-grained facies (Fm and Fl).

122 The granule-dominated conglomerates are interpreted as curled-up and broken mud cracks
123 incorporated to flows (Glennie, 1970). Pebble-dominated conglomerates are interpreted as product of
124 deposition of eroded or slumped overbanks incorporated to the bottom of hyperconcentrated flows
125 (Coleman, 1969), as occurring in some modern monsoonal river settings (Singh et al. 1993; Gohain

126 and Parkash, 1990). Carbonate clasts derive from overbank areas with carbonate soils, what reinforces
127 the interpretation of collapsed banks.

128 **Massive sandstones (Sm)**

129 They comprise reddish, very fine- to fine-grained sandstones, massive, locally with dispersed, granule-
130 sized mud intraclasts. The Sm facies can occur alone, arranged in multistory sandstone bodies up to 50
131 cm thick, with common cut-and-fill structures, or associated with Sgh, Sr and Gi facies. Locally the
132 Sm facies appears to grade upward to incipient horizontally-stratified sandstones (Fig. 3B).

133 This facies is interpreted as the result of deposition from a flux heavy-laden in sediments, what may
134 have prevented the development of tractive structures, thus generating massive sandstones (Baker et
135 al., 1993; Fisher et al., 2007) (see below). The incipient stratification is the result of high depositional
136 rates during deposition (Sumner et al., 2009; Arnott, 2012). The massive sandstones (Sm) have been
137 interpreted by previous workers as delta front deposits, with obliteration of sedimentary structures
138 caused by fluidization (Faccini, 2000), or resulting from bar collapse (Rupert and Schultz, 2004) The
139 latter process cannot appropriately explain the abundance of this facies, since frequent and voluminous
140 bar collapses are improbable.

141 **Gradational planar-laminated sandstones (Sgh)**

142 They comprise reddish, fine-grained sandstones with gradational planar lamination (Fig. 3C), at places
143 with coarse sand-sized mud clasts along the stratification. This stratification is characterized by multi-
144 millimeter (5-8mm) thick laminations (Fig. 3E). The Sgh facies occurs mainly associated with Sm, but
145 may also occur with St, Sl, Sr and Fl facies (Fig. 3C, D, E), arranged in multistory sandstone bodies or
146 sheet-like, laterally extensive bodies.

147 This facies was interpreted as planar-bedded deposits originated via upper flow regime. This facies is
148 described as a type of Froude transcritical to supercritical structure (FTSS), formed between $Fr \sim 7$ to
149 $Fr=1$ (Fielding, 2006; Allen et al, 2014). The thick lamination is evidence of high deposition rates, in

150 which high aggradation caused by sediment fallout competes with unidirectional flow and thickens the
151 lamination (North and Taylor, 1996; Billi, 2007).

152 **Trough cross-bedded sandstones (St)**

153 This facies comprises reddish, fine- to medium-grained sandstones, with trough- cross stratification,
154 locally with coarse sand-sized mud clasts along the stratification (Fig. 3D). The St facies is commonly
155 associated with Sgh, Sl, Sr and Fl facies, arranged in lenticular sandstone bodies with 0.5 to 1m thick.

156 The trough cross-stratified sandstones (St) are interpreted as deposition under lower flow regime in
157 turbulent stages during flow, generating asymmetric, sinuous dunes (Miall, 1977; Harms et al., 1982;
158 Collinson et al., 2006).

159 **Sandstones with low-angle cross stratification (Sl)**

160 This facies consists of reddish, fine sandstones, with low-angle cross stratification and occurs
161 exclusively in association with Sgh facies (Fig. 3C). This is a very uncommon facies, occurring in
162 sheet-like beds and bed tops, only in the proximal sheetflood facies association.

163 The low-angle cross-stratified sandstones are interpreted as humpback or washed-out dunes on the
164 transition between subcritical and supercritical flows (Harms et al., 1982; Bridge and Best, 1988), in
165 conditions of rapid variation of flux velocities and depth.

166 **Ripple-laminated sandstones (Sr)**

167 They comprise reddish, fine to very fine sandstones, with current ripple cross-lamination. This facies
168 form sets about 8 cm thick of subcritical to critical climbing ripples usually in the same bed, where the
169 climbing angle varies upward from subcritical to critical. It occurs as tabular beds overlying Sgh or St
170 facies (Fig. 3E).

171 Unidirectional, subcritical ripples are interpreted as a product of subaqueous ripple migration under
172 unidirectional, lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977; 1996), preferentially after the peak
173 flooding in slowly decreasing water flow. Sandstones with critical ripples are interpreted as formed

174 with the rapid decline of flood waters, from upper to lower flow regime conditions in the final stages
175 of waning flows (McKee, 1967; Fisher et al. 2008).

176 **Laminated mudstones (Fl)**

177 They are composed of red, laminated mudstones that occur as mud drapes, a few millimeters thick, on
178 top of sandstone beds, or as centimetric to decimetric lenticular layers (Fig. 3F). The thicker layers are
179 intercalated with sandstone beds, and are mottled and with carbonate nodules.

180 The laminated mudstones are interpreted as resulting from suspension settling from standing waters in
181 the final stages of ephemeral floods, even as in-channel, mud deposits (Williams, 1971; Tunbridge,
182 1981). The presence of mud layers in channel settings is characteristic of seasonal rivers and is linked
183 with rapid waning of high-magnitude flows (Plink-Bjöklund, 2015). Calcretes and mottles indicate
184 pedogenetic alterations that suggest a significant time interval between flooding events.

185 **Massive mudstones (Fm)**

186 This facies is composed of red, massive mudstones that occur as decimetric to metric continuous
187 layers, commonly with carbonate nodules and root marks. Fm facies occurs only in the distal
188 sheetflood facies association.

189 The massive mudstones are interpreted as resulting from suspension settling in overbank areas, later
190 modified by pedogenetic processes, with post-depositional reddening under oxidizing conditions
191 (Miall, 1977; 1990; Foix et al, 2013). The carbonate nodules indicate pedogenetic alteration on
192 deposits under dry climates.

193 **FIGURE 3**

194 **FACIES ASSOCIATIONS**

195 The lithofacies identified in the upper Candelária Sequence were genetically grouped in four facies
196 associations: (1) massive channel fill, (2) variable-flow channel fill (3) proximal sheetfloods, and (4)
197 distal sheetfloods. The abundance of facies on each facies association is shown on figure 4.

198 **FIGURE 4**

199 Paleocurrent analysis was impaired by the dominance of massive sandstones in the studied succession.
200 The few paleocurrent measurements obtained in the variable-flow channel fill and proximal sheetflood
201 facies associations show paleoflow to N-NE (Fig.5).

202 **FIGURE 5**

203 **Channels**

204 In this work, clear differences in the channel-fill deposits were detected. Therefore, the channel
205 deposits were split in two facies associations: variable-flow channel fill and massive channel fill. It
206 was utilized de concept of “flood units”, proposed by Plink- Björklund (2015). Flood units are
207 depositional units bounded by erosion surfaces, or with an erosion surface below and a mud drape
208 above. This concept is very similar “flood events” or “floods” utilized by other authors, such as Miall
209 (2006) and Allen et al. (2014).

210 *Variable-flow channel fill*

211 These facies association consists of laterally extensive, sheet-like sandstone beds bounded by cut-and-
212 fill structures below and mud drapes above. The bases of channels are usually scoured, with up to 1 m
213 of relief, often overlying the mudstones in the lower Candelária Sequence. The channel-fill deposits
214 are composed of several facies, such as Gi, Sm, Sgh, St, Sr and Fl (Table 2), vertically stacked in this
215 succession from base to top, thus indicating a decelerating flow (Mckee, 1967; Tunbridge, 1981;
216 Fisher et al. 2007) (Fig. 6A, B, C). Locally these channel-fill deposits resemble macroforms with
217 accretion surfaces, with the Gi-Sm-Sgh succession in sloping lenticular beds, overlain by a centimetric
218 Fl layer (Fig. 6D, E). The preservation of mud drapes or layers depends on the amount of scouring
219 caused by the next flood, so the flood units may be bounded at bottom and top by erosive surfaces.
220 Amalgamated channels may occur but they are not common, since mud drapes, or layers of Fm or Fl,
221 usually cap each flood unit. In this facies association the intraformational conglomerates are coarser
222 (pebble-dominated) than the ones found in the massive channel fill facies association (Fig. 6 B, C).

223 The erosional-based, sheet-like sandstone beds argue for deposition on poorly channelized fluvial
224 channels. The absence of developed macroforms and abundance of FTSS suggests a seasonally
225 variable discharge (Fielding et al., 2009; Allen et al. 2011) and deposition mainly on discharge peak.
226 The presence of unidirectional lower flow regime bedforms indicates a less rapid transition of the flow
227 strength during the peak discharge (Plink- Björklund, 2015). The low rate of preservation of these
228 dunes is attributed to highly erosive flow power, which erodes the majority of previous channel fill.

229 **FIGURE 6**

230 *Massive channel fill*

231 This facies association consists of laterally extensive, sheet-like sandstone beds bounded by cut-and-
232 fill structures below and above. The massive sandstones (Sm) are dominant in this facies association.
233 The channel bases are scoured, with up to 0.25 m of relief, infilled by stacked beds of massive
234 sandstones (Sm), sometimes with Sgh at the top, organized in sandbodies 1-2 m wide and 0.5 m high
235 (Fig. 7A, C). The sandstone bodies are mainly amalgamates, and where the basal Gi facies is not
236 present, it is difficult to delimit flood units. The Gi facies is dominated by very coarse sand- to
237 granule-sized clasts (Fig. 7B).

238 The amalgamated, erosive based sheet-like sandstones indicates deposition by a poorly channelized
239 river. The absence of macroforms and bedforms and the predominance of massive sandstones indicate
240 deposition by a heavy-laden flow with a rapid waning stage and stop, avoiding reworking by
241 consequent discharges. Also, thin mud layers and abundant mud chips inside the massive sandstone
242 shows a high flow erosive power that eroded the previously deposited sand and reworked the mud
243 chips and sand in new deposits.

244 **FIGURE 7**

245 Despite the differences in infilling between the channel associations, some features are found on both.
246 The absence of macroforms, the abundance of FTSS, in-channel mudstones and sheet-like deposits
247 occurs as the striking characteristics for these rivers. Froude transcritical to supercritical structures are

248 generally thought to have a low preservation potential because the bedforms that are constructed
249 during transcritical to supercritical flow conditions are generally reworked into subcritical bedforms
250 during the waning flow stage (Allen et al. 2014 *apud* Jones, 1977; Southard and Boguchwal, 1990).
251 The preservation of FTSS in fluvial environments requires either shallow flows that can approach or
252 exceed Froude numbers of unity (e.g. Langford & Bracken, 1987), or extremely variable discharge
253 events in which rapid aggradation and flow deceleration preclude reworking into subcritical bedforms
254 (McKee et al., 1967; Sneh, 1983; Alexander & Fielding, 1997). Fluvial deposits that preserve an
255 abundance of FTSS structures have traditionally been restricted to arid alluvial fan systems (Blair &
256 McPherson, 1994) and ephemeral rivers (Tunbridge, 1981; Dreyer, 1993; North & Taylor, 1996). The
257 sheet-like geometry indicates a wide and shallow channel, what explains the preservation of these
258 structures. Besides, the lack of macroforms and scarcity of bedforms indicates rapid flow deceleration,
259 so both conditions for FTSS preservation are achieved in this system.

260 **Sheetfloods**

261 Sheetflood deposits were separated in distal and proximal sheetfloods, based on facies geometry and
262 thickness to estimate the degree of proximity with the channel. Proximal sheetflood deposits are
263 characterized by thicker sandstone packages, with tabular geometry and facies succession typical of
264 waning flows. The sandstone bodies vary between 0.5 and 1m thick and are always capped by
265 centimetric to decimetric mud drapes (Fig. 8). Distal sheetflood deposits are characterized by tabular,
266 0.1-0.2 m thick sandbodies, capped by centimetric mud drapes (Fig. 9). Massive or laminated
267 sandstones (Sm and Sgh) are common facies in both sheetflood facies associations.

268 *Proximal sheetfloods*

269 This facies association is formed by Sm, Sgh, Sr, St, Sl, Fm and Fl facies. The sandstone facies
270 comprise reddish, very fine- to fine-grained sandstones, arranged in sheet-like sandstone bodies (0.5-
271 1m thick) (Table 2) (Fig. 8A, B, C). Sandstone facies (Sm, Sgh, St, Sl and Sr) are vertically stacked in
272 this succession, from base to top.

273 This association is interpreted as frontal and/or lateral channel splays. The lack of well-developed,
274 cross-laminated successions above the parallel-laminated sandstones points to a rapidly waning flow
275 with no low-stage reactivation of the sediment (Tunbridge, 1981). Depressions within the channels or
276 spread-outs of sheetfloods may generate temporary ponds where mud can deposit, generating the Fm
277 or Fl facies (Fisher et al. 2008).

278 **FIGURE 8**

279 *Distal sheetfloods*

280 This facies association is formed by the Sm, Sgh, Sr and Fm facies. The main distinction in relation to
281 the proximal sheetflood facies association is the higher W/T ratio and the absence of St and Sl facies
282 (Table 2) (Fig. 9A). The dominant, massive sandstones (Sm) are less than 0.2 m thick and laterally
283 extensive. The mudstones (Fm) are very thin, comprising only millimetric mud drapes between
284 sandstone layers (Fig. 9 B, C, D).

285 **FIGURE 9**

286 This facies association is interpreted as unconfined sheetflood deposits reaching the most distal
287 portions in the floodplain. The conspicuous presence of mud drapes attest to the ephemeral nature of
288 the flows (Tunbridge, 1981; Fisher et al. 2007). Rare Fm tabular layers are intercalated with distal
289 sheetflood deposits, representing the overbank deposits. These show features indicative of pedogenetic
290 alteration, such as carbonate concretions and root marks.

291 **TABLE 2**

292 The lack of extensive and/or abundant outcrops precluded the determination of the lateral variation
293 between the proximal and distal sheetflood facies associations.

294 The dominance of massive sandstones (Sm) in the four facies associations is peculiar for fluvial
295 deposits, and thus these deposits have been interpreted as deltaic by former workers (Faccini, 2000;
296 Zerfass et al. 2003, Da Rosa, 2014). However, massive sandstones (Sm) can be formed in
297 hyperconcentrated flows whenever the frequency and intensity of precipitation provides enough

298 suspended sediments. Flume experiments carried out by Cartigny (2013) and Sumner (2009) modeled
299 high-concentration and high-velocity streams. According to these works, the high proportion of
300 suspended sediment (up to 10%) causes flow stratification in two or three layers. The most basal layer
301 is a high-concentration moving layer that is non-turbulent and in which particle movement is hindered
302 by the presence of other particles; the top layer of the flow displays a turbulent suspension (Sumner,
303 2009). The experiments showed that, if the flow is abruptly decelerated (from 3.5 m.s^{-1} to zero below
304 120 s), the basal layer collapses and the high rate of sediment fallout suppresses sedimentary
305 structures. These fluxes have erosive power due to the high flux velocity.

306 The massive sandstones (Sm) in the upper Candelária Sequence were interpreted here as formed in the
307 basal layer of fluvial flows through deceleration and suspension-load fallout. The velocity of the flow
308 utilized in experimental work (3.5 m.s^{-1} ; Sumner, 2009; Cartigny, 2013) is compatible with natural
309 flood events, in which velocities between 7.6 m.s^{-1} to 0.5 m.s^{-1} were registered (Fisher et al. 2007). As
310 the flux de-confines due to gradient variation, the basal layer is deposited on the channel as Sm in
311 response to abrupt deceleration (Fig. 10). The turbulent layer initially generates upper-flow flat beds or
312 transitional attenuated dunes (Sh and Sl) and, as flow deceleration proceeds, 3D dunes and ripples are
313 formed (St and Sr), until the velocity drops to approximately zero and the suspended mud content
314 settles, forming mud drapes.

315 **FIGURE 10**

316 Ephemeral streams do not suffer the process of armouring (Leeder, 2011), which is the accumulation
317 of a layer of immobile sediment coarser than the flux is capable to transport. Armouring occurs as a
318 perennial stream removes the finer sediment, leaving only this immobile layer, so the quantity of
319 bedload is controlled, avoiding the formation of high concentration flows (Almadeij & Diplas, 2005).
320 In intermittent flows, armouring does not occur and a large quantity of suspension material is present
321 in ephemeral streams.

322 DISCUSSION

323 Based on the facies analysis, the upper Candelária Sequence was interpreted as deposited in shallow,
324 seasonally flooded fluvial channels dominated by high-discharge, flashy flows that distally and
325 laterally expanded into unconfined sheetfloods, probably associated with changes in the gradient
326 profile and avulsion processes. The transition from channelized to unconfined causes the deceleration
327 of the flow, since flux velocity is inversely proportional to channel area (Leeder, 2011).

328 The facies geometry and spatial distribution in the variable-flow channel fill is very similar to those
329 described for ephemeral high-discharge rivers by Mckee (1967), Tunbridge (1981), Miall (1984), the
330 model “12” from Miall (1985) and the “flashy, ephemeral, sheetflood river” from Miall (1996). Facies
331 and bed geometry are similar to sheetflood deposits, hence to identify a channel fill deposit is
332 important to recognize the basal Gi facies and the scour-and-fill structures. The river system of Upper
333 Candelária Sequence is also similar to facies association A3 of Allen et al. (2014). Although variable-
334 flow fill facies association is similar, the system described here is different of all these models for the
335 dominance of massive sandstone channel fill.

336 Modern examples of this type of channel occur where the total annual precipitation falls in a few
337 downpours that last from hours to a few days, whereas mean annual rainfall amounts vary, as in the
338 Sinai Peninsula and the Karoo river (Sneh, 1983; Stear, 1985). This precipitation pattern is linked with
339 intermittent dry periods that may last for a large portion of the year, or even decades (Sneh, 1983;
340 Stear, 1985; Plink- Björklund, 2015).

341 Avulsion is a very common feature in monsoonal and subtropical rivers (Plink- Björklund, 2015).
342 Shallow rivers with high bed aggradation rates suffer rapid bedform superelevation, what is the main
343 avulsion trigger (Sinha, 2009; Pink-Björklund, 2015). Also, large fluctuations of the river discharge
344 and the occurrence of floods serve as avulsion-triggering events (Jones and Schumm, 1999). The
345 avulsions occur during seasonal flooding and could generate sheetfloods laterally to channels, as
346 crevasse splays. Due to the lack of outcrops where the lateral variation between facies associations can
347 be traced, it is difficult to precise which sheetfloods are lateral and which are frontal to the channels.
348 Sheetflood deposits are described by several authors as terminal splays (Blair, 2000; Tooth, 1999,

349 Lang et al. 2004), but due to the lack of tractive structures and outcrops in the study area this relation
350 cannot be affirmed. Nevertheless, the succession in the upper Candelária Sequence, in terms of facies
351 geometry, sedimentary structures and grain size, is similar to the terminal splays described for the
352 Huesca and La Luna Basins of Spain by Fisher et al. (2008). The terminal splays in Spain were
353 described as low-gradient sheetflood deposits, evidenced by the fine grain size and high W/T ratio.
354 The rare laterally extensive outcrops of the upper Candelária Sequence allowed only a limited number
355 of measurements of the W/T ratio, but nonetheless those were similar to the W/T ratios reported in
356 Fisher et al. (2008), and thus were interpreted as low-gradient sheetflood deposits. Other limitation of
357 the lack of outcrops is the absence of association relationship and spatial distribution. Dominance of
358 massive-fill facies association with the common avulsions may characterize a fluvial megafan, as
359 absence of gravity flow deposits and low gradient is proven. Fluvial megafans are characterized by
360 large lateral extent ($>10^4$ Km²), and for lateral and vertical facies transitions. According to Leier et al.
361 (2005), there is a tendency to monsoonal and subtropical rivers to form fluvial fans, if they have large
362 enough discharge and sediment supply. However, not all seasonal river forms a fluvial fan, may
363 entering in narrow or small basins where they cannot migrate.

364 This river system may also characterize a terminal fan or terminal distributary system. In these
365 settings, the channels form splittings rather than avulsions, and are commonly linked to high
366 evaporation (Kelly and Olsen, 1993; Nichols and Fisher, 2007). Given the available dataset, the
367 system is composed of relatively fixed channels that occupy a large area. Lateral sheetfloods
368 characterize the avulsion processes, and may propitiate the formation of new channels during large
369 floods. Dominant floodplain deposits may characterize the distal sheetflood deposits, where the flow
370 disperses in a terminal splay.

371 Paleocurrent data, though scarce, indicate that sediments came from S- SW, with a source area in the
372 Sul-Riograndense Shield. This area had already been proposed as source for the sediments of the
373 Pinheiros-Chiniquá, Santa Cruz and lower Candelária Sequence by Zerfass (2000).

374 The sheet geometry of the sandstones, the absence of channel bar deposits, the abundance of upper
375 flow- and high-concentration structures, the occurrence of in-channel mud layers, along with the
376 scarcity of floodplain deposits, do not agree with the previous interpretation of a meandering river
377 system that evolved to a lacustrine delta (Faccini, 2000). In a meandering fluvial system, it would be
378 expected the presence of developed macroforms and dunes. Although the abundant massive
379 sandstones have been interpreted as resulting from fluidization or collapse of deltaic channel bars,
380 there is no evidence of sedimentary structures obliterated by fluidization (*e.g.* dish-and-pillar, pipes,
381 convolute bedding), and thus these sandstones were interpreted as depositionally massive.

382 The constant presence of the variable-flow channel fill facies association directly above mudstones of
383 the lower Candelária Sequence, followed by massive channel fill facies association, may imply a
384 climate change in the upper Candelária Sequence. The common preservation of mud and the presence
385 of lower-flow regime structures (*e.g.* St facies) in the variable-flow channel fill deposits indicate a less
386 rapid decline in flow strength, compared to the uniform channel fills of the massive-fill channel
387 deposits, indicating that some residual base flow may have remained after flood episodes, suggesting
388 wetter conditions.

389 The high degree of mixing of fossils, with distinct sizes, weathering stages and insect burrows, found
390 in the massive sandstones, verifies the hypothesis of a seasonal climate, with variable duration
391 between wet seasons. The faunal content of these rocks is mainly terrestrial vertebrates, with the
392 exception of a stereospondyl amphibian (Dias-da-Silva et al. 2009) found in distal sheetflood deposits,
393 probably the most humid area due to water accumulation following the flood events (Fig. 11).

394 **FIGURE 11**

395 Various authors interpret that the interior portions of Gondwana had monsoonal climate during the
396 Triassic (Parrish, 1993; Preto, 2010). However, reconstructions of the paleolatitudes for South
397 America places the Santa Maria Supersequence in higher southern latitudes that would be expected for
398 a monsoonal influence. Different lines of evidence corroborate the semi-arid climate for the Triassic in
399 the Paraná Basin (*e.g.* Holz & Scherer, 1998; Horn et al., 2013). Holz (2015) states that Late Triassic

400 was marked by extreme continental heat, with an increase in the number of hot days and without
401 precipitation, and an exponential rise in land surface affected by aridity. This scenario agrees with the
402 occurrence of ephemeral, high-discharge rivers described here for the upper Candelária Sequence.
403 Sellwood and Valdez (2006) modeled Mesozoic climate utilizing atmospheric circulation models. The
404 models agree with the rock record, and for southern Gondwana they propose a predominant hot and
405 arid climate with a short wet season. So, even if not under the influence of a monsoonal climate, the
406 rivers would show strong seasonal control.

407 The proposition of seasonal, sheetflood-dominated rivers in the upper Candelária Sequence is
408 compatible with the mode of occurrence of vertebrate fossils. These fossils are found in the massive
409 sandstones interpreted as channel-fill deposits. Articulated or semi-articulated fossils of dinosaurs,
410 such as *Guaibasaurus candelariensis* (Bonaparte et al., 1999) and three articulated dinosaurs not yet
411 identified (Temp-Müller et al., 2014), articulated or semi-articulated fossils of small vertebrates, such
412 as *Riograndia guaibensis* (Bonaparte et al., 2001) and *Soturnia caliodon* (Cisneros & Schutlz, 2003),
413 as well as disarticulated, poorly-preserved, deteriorated bones that did not allow taxonomic
414 identification, were found. Moreover, Paes (2013) found diverse insect marks and burrows on heavily-
415 weathered bones from the Sm facies. According to the latter work, the development of these burrows
416 takes months to occur, what indicates seasonal deposition in the channels. According to Sinha (2009),
417 monsoonal rivers are especially prone to catastrophic flood events, possibly killing and/or burying
418 recently dead animals. The variation in bone size, degree of articulation, preservation and pre-burial
419 exposure in the same facies suggests highly variable depositional rates and periodicity within the
420 channels, with possibly long periods of non-deposition. Concomitantly, recently deceased, well-
421 preserved, articulated individuals and poorly-preserved, disarticulated bones could be buried in the
422 same flood event, corroborating the hypothesis of seasonal flooding.

423 Therefore, the presence of various features characteristic of strongly seasonal and/or monsoon-affected
424 rivers (e.g. Allen et al. 2014) occur in the study area, despite the paleolatitudinal configuration that is not
425 proper for monsoonal influence. As stated before, the facies associations described in this work
426 suggest that precipitation was concentrated in few, large episodes, separated by long, dry periods as

427 evidenced by vertebrate fossil taphonomy. The extreme seasonality of the Late Triassic in Southern
428 Gondwana propitiated conditions for the development of rivers very similar to those monsoon-affected
429 ones out the monsoonal influence belt.

430 CONCLUSIONS

431 1- The deposition of the upper Candelária Sequence was carried out by an ephemeral fluvial system
432 with frontal and lateral avulsions dominated by sheetfloods, under a strongly seasonal, semi-arid
433 climate, with seasonal rainfall.

434 2- The channel deposits record two distinct channel types: the basal, variable-flow channels, usually
435 overlying the lower Candelária Sequence mudstones, indicate a less concentrated seasonal flow, and
436 the top massive channels that indicate severe seasonal precipitation and catastrophic floods with high
437 sediment load.

438 3- The dominance of massive sandstones is the result of an abrupt decrease in gradient along the
439 channel profile, as the flow is laterally or distally unconfined and spread-out in sheetfloods. The high
440 grain fallout rate associated with flow deceleration inhibits the formation of tractive structures on
441 channels. In sheetflood deposits, the more gradual deceleration allows the construction of upper- and
442 lower flow regime bedforms.

443 4-The faunal content of mostly terrestrial vertebrates and the variable degree of weathering of the
444 bones indicate that fluvial deposition occurred in conditions in which fresh carcasses could be mixed
445 with long-deceased ones, corroborating with the paleoclimatic models and the interpretation of
446 ephemeral streams, with variable time intervals between flood events.

447 5- The alluvial system recorded in the Triassic of the Paraná Basin constitutes a good example of an
448 ancient ephemeral river in southern Gondwana, with the massive channel fill deposits indicating long
449 dry periods between the high-precipitation episodes.

450

451

452 ACKNOWLEDGEMENTS

453 This study is part of a Ph.D. degree thesis. We thank Prof. Dr. Claiton Scherer for reading the
454 manuscript first version and for the helpful suggestions, Prof. Dr. Átila Augusto Stock Da Rosa for the
455 helpful discussions and field support and Dr. Tiago Raugust, Ana Brust, Rafael Adriano and Carlos
456 Rodrigues for field support. We also thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e
457 Tecnológico (CNPq) for the financial support and CPRM/Brazilian Geological Survey for Ph.D.
458 liberation.

459 REFERENCES

- 460 **Allen, J.R.L.** (1963) The classification of cross-stratified units, with notes on their origin.
461 *Sedimentology*, **2**, 93–114.
462
- 463 **Allen, J.P., Fielding, C.R., Gibling, M.R. and Rygel, M.C.** (2011) Fluvial response to paleo-
464 equatorial climate fluctuations during the late Paleozoic ice age. *GSA Bull.*, **123**, 1524–1538.
465
- 466 **Allen, J. P., Fielding, C. R., Gibling, M. R. and Rygel, M. C.** (2014) Recognizing products of
467 paleoclimate fluctuation in the fluvial stratigraphic record: An example from the
468 Pennsylvanian to Lower Permian of Cape Breton Island, Nova Scotia. *Sedimentology*, **61**,
469 1332–1381.
470
- 471 **Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R.J. and Leclair, S.F.** (2001) Bedforms and associated
472 sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds.
473 *Sedimentology*, **48**, 133–152.
474
- 475 **Alexander, J. and Fielding, C.R.** (1997) Gravel antidunes in the tropical Burdekin River,
476 Queensland, Australia. *Sedimentology*, **44**, 327–337.
477
- 478 **Almadeij, J. and Diplas, P.** (2005) Bed-load sediment transport in ephemeral and perennial gravel
479 bed streams. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **86**, 429-434.
- 480 **Arnott, R.W.C.** (2012) Turbidites, and the case of the missing dunes. *J. Sed. Res.*, **82**, 379–384.
- 481 **Baker, R.B., Kochel, C.R., Patton, P.C. and Pickup, G.** (1983) Palaeohydrologic analysis of
482 Holocene flood slack-water sediments. In: *Modern and Ancient Fluvial Sediments* (Eds J.D.
483 Collinson and J. Lewin). *Int. Assoc. Sed. Spec. Publ.*, **6**, 229–239.
- 484 **Billi, P.** (2007) Morphology and sediment dynamics of ephemeral stream terminal distributary systems
485 in the Kobo Basin (northern Welo, Ethiopia). *Geomorphology*, **85**, 98–113.
- 486 **Blair, T.C.** (2000) Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-
487 dominated Hells Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sed. Geol.*, **132**, 233–262.
- 488 **Bonaparte J.F., Ferigolo J. and Ribeiro A.M.** (1999) A new Early Late Triassic saurischian dinosaur
489 from Rio Grande do Sul State, Brazil. *National Sciences Museum Monographs*, **15**, 89–109.
- 490 **Bonaparte, J.F., Ferigolo, J. and Ribeiro, A.M.** (2001) A primitive Late Triassic ‘ictidosaur’ from
491 Rio Grande do Sul, Brazil. *Palaeontology*, **44**, 623–635.

- 492 **Bridge, J.S. and Best, J.L.** (1988) Flow sediment transport and bedform dynamics over the transition
493 from upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology*,
494 **35**, 753–763.
- 495 **Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postma, G. and Van Den Berg, J. H.** (2013) Morphodynamics and
496 sedimentary structures of bedforms under supercritical –flow conditions: new insights from
497 flume experiments. *Sedimentology*, **61**,712-748.
- 498 **Cisneros, J. C. and Schultz, C. L.** (2003) *Soturnia caliodon* n. g. n. sp., a procolophonid reptile from
499 the upper Triassic of Southern Brazil. *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, **227**, 365-380.
- 500 **Coleman, J.M.** (1969) Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sed. Geol.*, **3**, 129–
501 239.
- 502 **Collinson, J.D.** (1996) Alluvial sediments. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed H.G.
503 Reading), 37–82.
- 504 **Collinson, J.D., Mountney, N. and Thompson, D.B.** (2006) *Sedimentary Structures*, 292 pp.
- 505 **Da Rosa, Á. A. S.** (2014) Geological context of the dinosauriform-bearing outcrops from the Triassic
506 of Southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **61**, 108-119.
- 507 **Dias-da-Silva, S., Dias, E.V. and Schultz, C.L.** (2009) First record of stereospondyls (Tetrapoda,
508 Temnospondyli) in the Upper Triassic of Southern Brazil. *Gondwana Research*, **15**, 131–136.
- 509 **Dreyer, T.** (1993) Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda
510 Formation (Palaeocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain. In: *Alluvial Sedimentation* (Eds
511 M. Marzo and C. Puigdefábregas), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **17**, 337–362.
- 512 **Faccini, U. F.** (2000) Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: Estilos Depositionais
513 versus Espaço de Acomodação, two volumes. Unpublished PhD Thesis, Universidade Federal
514 do Rio Grande do Sul, Brazil.
- 515 **Fielding, C.R., Allen, J.P., Alexander, J. and Gibling, M.R.** (2009) A facies model for fluvial
516 systems in the seasonal tropics and subtropics. *Geology*, **37**, 623–626.
- 517
- 518 **Fisher, J.A.; Nichols, G.J. and Waltham, D.A.** (2007) Unconfined flow deposits in distal sectors of
519 fluvial distributary systems; examples from the Miocene Luna and Huesca systems, northern
520 Spain. *Sed. Geol.*, **195**, 55–73.
- 521
- 522 **Fisher, J. A. Krapf, C. B. E., Lang, S. C., Nichols G. J., and Payenberg, T. H. D.** (2008)
523 Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central
524 Australia. *Sedimentology*, **55**, 1915-1930.
- 525 **Foix, N., Paredes, J.M. and Giacosa, R.E.** (2013) Fluvial architecture variations linked to changes in
526 accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo san Jorge basin,
527 Argentina. *Sed. Geol.*, **294**, 342–355.
- 528 **Glennie, K. W.** (1970) Desert Sedimentary Environments, 222p.
- 529 **Gohain, K. and Parkash, B.** (1990). Morphology of the Kosi megafan. In: *Alluvial Fans—A Field*
530 *Approach* (Eds. A.H. Rachocki, M. Church). pp. 151–178.
- 531 **Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G.** (1982) *Structures and sequences in*
532 *clastic rocks*. SEPM Short Course 9, 161pp.

- 533 **Holz, M. and Scherer, C.M.S.** (1998) Sedimentological and paleontological evidence of
534 paleoclimatic change during the Southbrazilian Triassic: the register of a global trend towards
535 a humid paleoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie* **1**, 1589–1611
- 536 **Horn, B. L. D., Pereira, V.P. and Schultz, C. L.** (2013) Calcretes of the Santa Maria Supersequence,
537 Middle Triassic, Rio Grande do Sul, Brazil: Classification, genesis and paleoclimatic
538 implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **376**, 39-47.
- 539 **Horn, B. L. D., Melo, T. P., Schultz, C. L., Phillip, R. P., Kloss, H. P. and Goldberg, K.** (2014) A
540 new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin,
541 Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. *J. S.*
542 *Am. Earth Sci.*, **55**, 123-132.
- 543 **Jones, C. M.** (1977) Effects of varying discharge regimes on bedform sedimentary structures in
- 544 **Jones, L.S. and Schumm, S.A.** (1999) Causes of avulsion: an overview. In: *Fluvial Sedimentology VI*
545 (Eds N. D. Smith and J. Rogers). *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **28**, 171–178.
- 546 **Lang, S.C., Payenberg, T.H.D., Reilly, M.R.W., Hicks, T., Benson, J. and Kassin, J.** (2004)
547 Modern Analogues for dryland sandy fluvial-lacustrine deltas and terminal splay reservoirs.
548 *Aust. Petrol. Prod. Explor. Assoc. J.*, **44**, 329–356.
- 549 **Leeder, M.** (2011) *Sedimentology and Sedimentary Basins: From turbulence to tectonics*. Wiley-
550 Blackwell. 768p.
- 551 **Maizels, J.** (1993) Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow
552 dynamics and sediment supply characteristics. *Sed. Geol.*, **85**, 299-325.
- 553 **Mángano, M. G., Buatois, L. A., Wu, X., Sun, J. and Zhang, G.** (1994) Sedimentary facies,
554 depositional processes and climatic controls in a Triassic Lake, Tanzhuang Formation, western
555 Henan Province, China. *Journal of Paleolimnology*, **11**, 41-65.
- 556 **Mckee, E. D., Crosby, E. J. and Berryhill Jr, H. L.** (1967) Flood deposits, Bijou Creek, Colorado,
557 June 1965. *J. Sed. Petrol.*, **37**, 3, 829-851.
- 558 **Miall, A.D.** (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**, 1–62.
- 559 **Miall, A.D.** (1984) Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops:
560 examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *J. Sed. Res.*, **64**, 146–158.
- 561 **Miall, A.D.** (1985) Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial
562 deposits. *Earth-Sci. Rev.*, **22**, 261–308.
- 563 **Miall, A.D.** (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and*
564 *Petroleum Geology*. 582 p.
- 565 **Milani, E. J. and Ramos, V. A.** (1998) Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana
566 e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Brasil. Geocienc.*, **28**, 527-544.
- 567 **North, C.P. and Taylor, K.S.** (1996) Ephemeral–fluvial deposits: integrated outcrop and simulation
568 studies reveal complexity. *AAPG Bull.*, **80**, 811–830.
- 569 **Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T. and Roe, S.** (1995) Sequential architecture in a fluvial
570 succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon,
571 Utah. *J. Sed. Res.*, **65**, 265–280.

- 572 **Paes, V. D., Pretto, F. A., Figueiredo, A. E. Q., Francischini, H., Soares, M. B. and Schultz, C. L.**
573 (2013) Insect trace fossils in Middle and Late Triassic vertebrate bones: ancient dermestid and
574 termite activity? In: SLIC II - II Simposio Latinoamericano de Icnologia 2013. *Annals*.
- 575 **Parrish, J. T.** (1993) Climate of Supercontinent Pangea. *J. Geol.*, **101**, 215–233
- 576 **Plink-Björklund, P.** (2015) Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation:
577 Review of depositional style and forcing factors. *Sed. Geol.*, **323**, 110-147.
- 578 **Preto, N., Kustatscher, E. and Wignall, P. B.** (2010) Triassic Climates—State of the Art and
579 Perspectives. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **290**, 1–10
- 580 **Robinson, P.L.** (1973) Paleoclimatology and continental drift. In: *Implications of continental drift to*
581 *the Earth Sciences* (Eds. D.H. Tarling, S.K. Runcorn). Academic Press, London, pp. 449–476.
- 582 **Rogers, D. A. and Astin, T. R.** (1991) Ephemeral lakes, mud pellets and wind-blown sand and silt:
583 Reinterpretations of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. In: *Lacustrine facies*
584 *analysis* (Eds. P. Anadon, L. L. Cabrera, K. Kelts). *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **13**,
585 199-222.
- 586 **Rupert, R. R. and Schultz, C. L.** (2004) Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior
587 do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, **31**, 71-88.
- 588 **Sellwood, B. and Valdes, P. J.** (2006) Mesozoic climates: General circulation models and the rock
589 record. *Sed. Geol.*, **190**, 269-287.
- 590 **Singh, H., Parkash, B. and Gohain, K.** (1993) Facies analysis of the Kosi megafan deposits. *Sed.*
591 *Geol.*, **85**, 87–113.
- 592 **Sinha, R.** (2009) The great avulsion of Kosi on 18 August 2008. *Current Science*, **97**, 429–432.
- 593 **Sneh, A.** (1983) Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *J. Sed. Petrol.*, **53**, 1271–1280.
- 594 **Soares, M.B., Schultz, C.L. and Horn, B.L.D.** (2011). New information on *Riograndia guaibensis*
595 Bonaparte, Ferigolo & Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Tritheledontidae) from the Late Triassic
596 of Southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications. *An. Acad. Brasil. Cienc.*, **83**,
597 329-354.
- 598 **Southard, J.B. and Boguchwal, L.A.** (1990) Bed configuration in steady unidirectional water flows;
599 Part 2, synthesis of flume data. *J. Sed. Petrol.*, **5**, 658–679.
- 600 **Stear, W.M.** (1985) Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient
601 sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sed. Geol.*, **45**,
602 209–230.
- 603 **Sumner, E. J., Amy, L. A. and Talling, P.J.** (2008) Deposit structure and processes of sand
604 deposition from decelerating sediment suspensions. *J. Sed. Res.*, **78**, 529-547.
- 605 **Temp-Müller, R., da Rosa, Á. A. S., Silva, L. R., Aires, A. S. S., Pacheco, C. P., Pavanatto, A. E.**
606 **B. and Dias-da Silva, S.** (2014) Wachholz, a new exquisite dinosaur-bearing fossiliferous site
607 from the Upper Triassic of southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **6**, 120-128.
608
- 609 **Tunbridge, I.P.** (1981) Sandy high-energy flood sedimentation—some criteria for recognition, with
610 an example from the Devonian of S.W. England. *Sed. Geol.*, **28**, 79–95.
611
- 612 **Tooth, S.** (1999) Floodouts in central Australia. In: *Varieties of Fluvial Form* (Eds A.J. Miller and A.
613 Gupta), pp. 219–247.

614 **Wang, P.X.** (2009) Global monsoon in a geological perspective. *Chinese Science Bulletin*, **54**, 1113–
615 1136.

616 **Williams, G.E.** (1971) Flood deposits of sand-bed ephemeral streams of Central Australia.
617 *Sedimentology*, **17**, 1–40.

618 **Zerfass, H. Garcia, A. J. V., Suszcynski, A. M. and Lavina, E. L. C.** (2000) Análise de
619 proveniência dos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São
620 Pedro do Sul (RS): uma contribuição para o conhecimento da arquitetura estratigráfica e da
621 evolução tectono-sedimentar. *Acta Geologica Leopoldensia*, **51**, 61–84.

622 **Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F. and Chemale Jr, F.** 2003.
623 Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to
624 Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sed. Geol.*, **161**, 85–105.

625

626 FIGURE CAPTIONS

627 Figure 1: A: Localization of the Paraná Basin and the Santa Maria Supersequence in Rio Grande do
628 Sul State, southern Brazil, with the location of Candelária (C) and Mata Municipalities (M).; B:
629 Studied outcrop localization and Municipalities. C: Candelária; A: Agudo; FS: Faxinal do Soturno;
630 SM: Santa Maria.
631

632 Figure 2: Chronostratigraphy of the Triassic units in southern Brazil, with vertebrate biozones
633 (modified from Zerfass et al., 2003). Biostratigraphy after Soares et al. (2011). (AZ =Assemblage
634 Zone).

635 Figure 3: Facies identified in the upper Candelária Sequence. A: Massive, intraformational
636 conglomerates (Gi); B: Massive sandstones (Sm), with incipient planar lamination at the upper portion
637 of the layer (arrows); C: Sandstones with gradational planar lamination (Sgh) at the base and low-
638 angle cross stratification (Sl) at the top (arrows); D: Sandstones with gradational planar lamination
639 (Sgh) at the base and trough cross stratification (St) at the top; E: Trough cross-stratified sandstone (St)
640 at the base, followed by sandstones with gradational planar lamination (Sgh) and sandstones with
641 subcritical to supercritical ripples (Sr). Arrow points to the multi-mm spacing between lamina. F:
642 Massive mudstone (Fm).

643 Figure 4: Comparison of facies abundance in each facies association. VFCH: Variable-flow channel
644 fill; MCH: Massive channel fill; PSF: Proximal sheetflood; DFS: Distal sheetflood.

645 Figure 5: Rose diagrams with paleocurrent directions measured in variable-flow channel fill and
646 proximal sheetfloods facies associations.

647 Figure 6: Variable-flow channel fill facies association. A: Photomosaic and interpreted outcrop panel
648 showing the channel architecture; B: Measured section of a preserved stacked succession of Gi, Sgh, St
649 and Sr facies, constituting a flood unit in outcrop A; C: Measured section of flood units bounded by
650 erosive surfaces with predominance of Sgh and Gi in outcrop A; D: Photomosaic and interpreted
651 outcrop panel showing the sloping lenticular layers that resemble accretion bar formed by flood units;
652 E: Measured succession of flood units bounded by erosion surfaces and mud layers that forms the
653 accretion bar in outcrop D.

654 Figure 7: Massive channel fill facies association. A: Photomosaic and interpreted outcrop panel
655 showing the high degree of amalgamation of the channels; B: Photo showing a basal intraformational
656 conglomerate lag; C: Measured section of the outcrop, showing the erosive-bounded flood units and
657 the dominance of massive sandstones.

658 Figure 8: Proximal sheetflood facies association. A: Outcrop photo showing the high W/T ratio of the
659 sheet-like sandbodies; B: Measured section in the outcrop, showing decimetric units formed by Sm and
660 Sgh facies with mud drapes; C: Photo showing the mud-draped units with abrupt contact (above the
661 hammer); D: Detail of Sgh and Sm facies, locally with incipient planar lamination.

662 Figure 9: Distal sheetflood facies association. A: Outcrop photo showing the very high W/T ratio,
663 sheet-like sandbodies; B: Measured section in the outcrop showing the centimetric, mud-draped Sm
664 sandbodies; C: Detail of Sgh facies; D: Detail of the centimetric, mud-draped Sm units.

665 Figure 10: Schematic model for the origin of massive sandstone channel-fill deposits. A: Flow with
666 heavy sediment load generates flow segregation in three layers. The basal, with the most heavy load of
667 sediments that inhibits turbulence, the middle, with less sediment and turbulent and the top with only
668 suspension load; B: Second stage, where the flow finds some gradient difference of flow de-
669 confinement. This variation generates an abrupt speed variation what causes the collapse of the basal
670 layer, depositing the massive sandstones, while the middle and top goes on; C: Middle and top layers
671 behave like a normal flow and depositates lower flow regime structures on proximal and distal
672 sheetfloods.

673 Figure 11: Schematic model of the distinct facies association of Upper Candelária Sequence and its
674 characteristic facies.

675 Table 1: Facies table, description and interpretation

676 Table 2: Table with facies associations, maximum and minimum width and thickness, W/T ratio and
677 the main characteristics for identification.

678

679

680

681

682

683

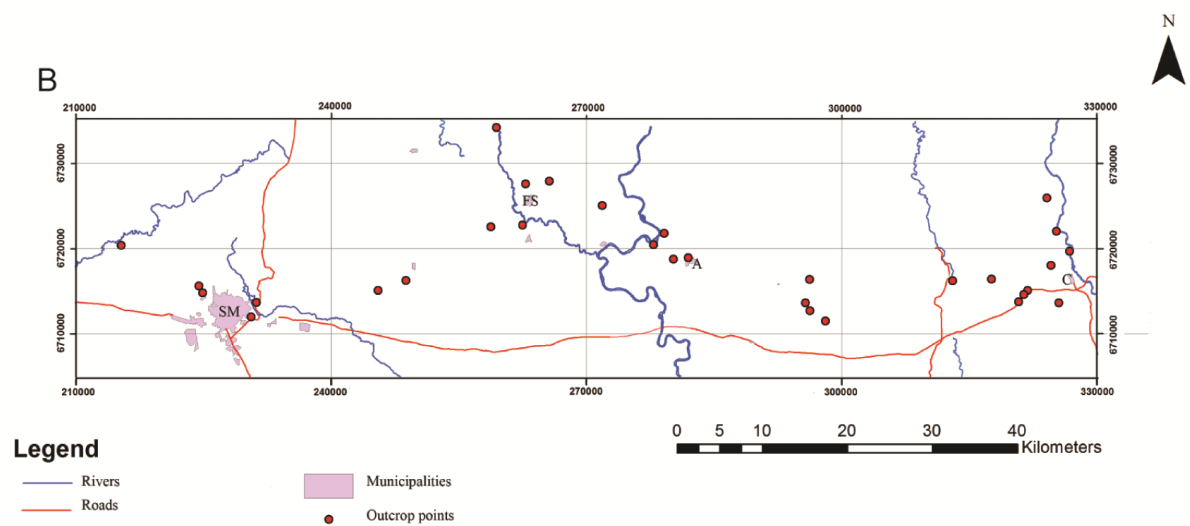
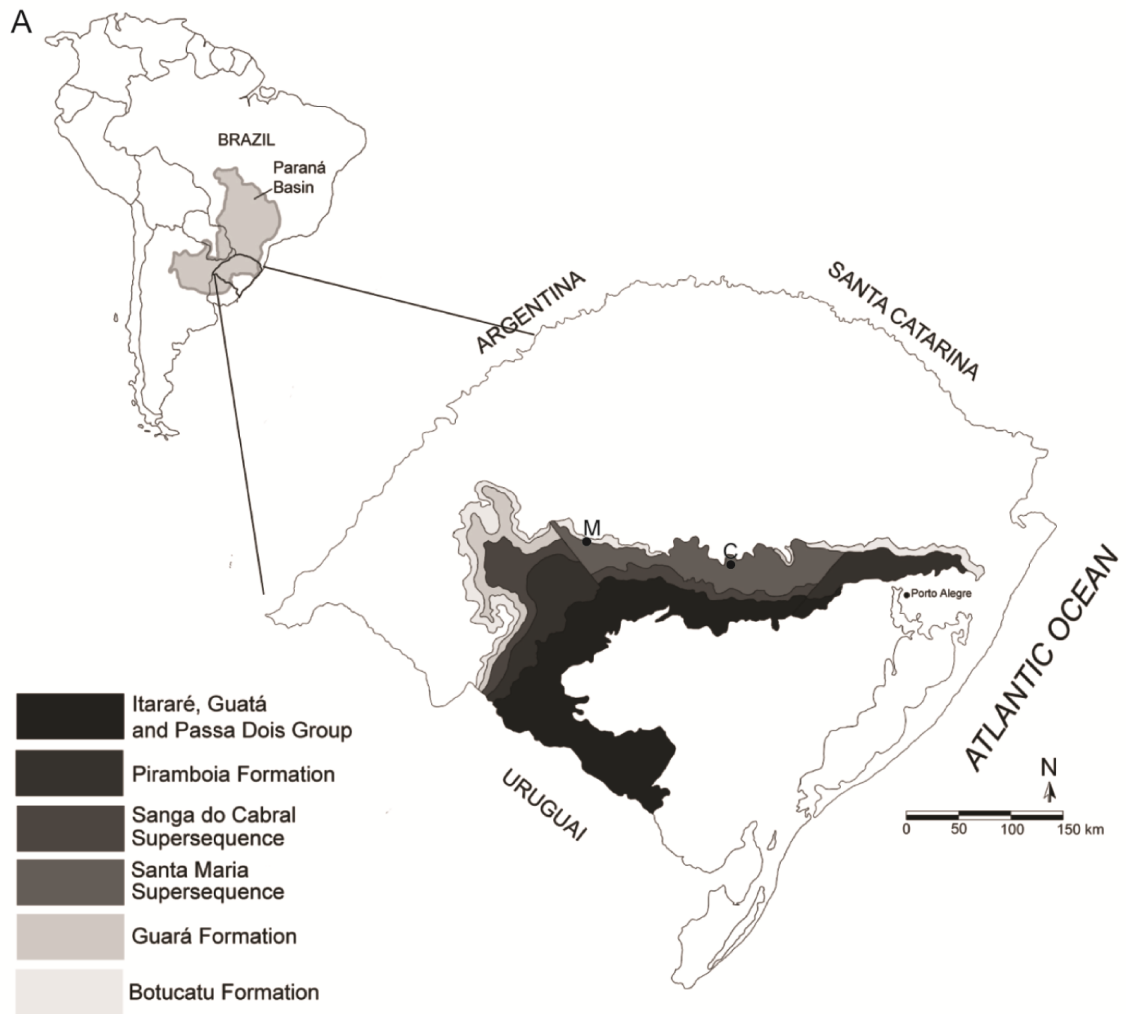
684

685

686

687

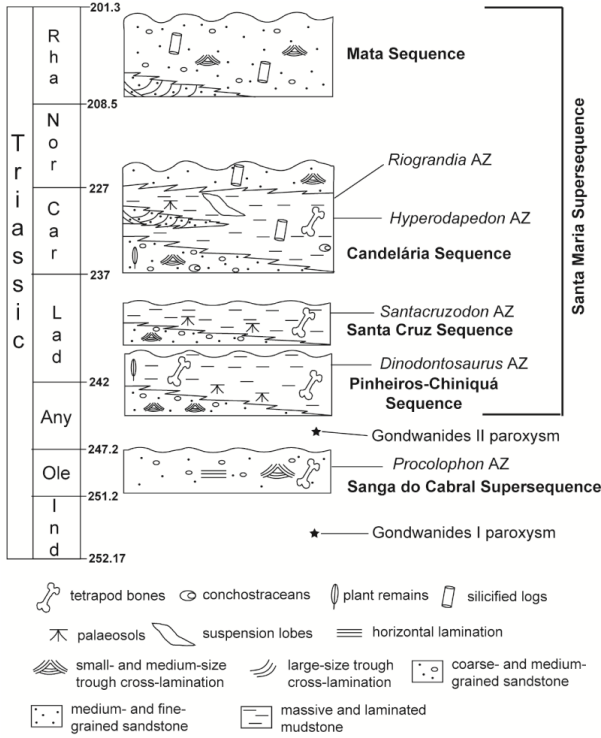
688



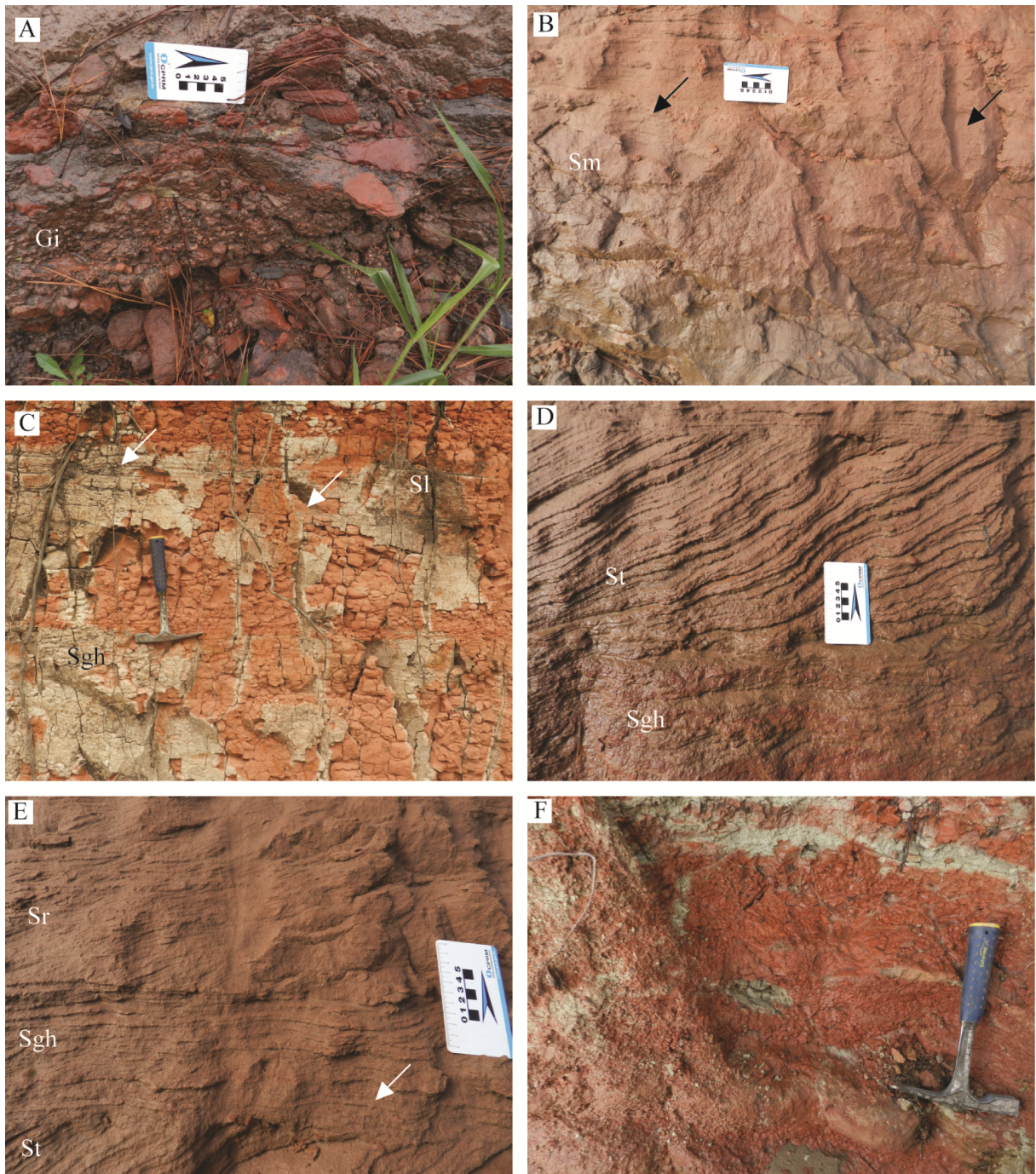
689

690 **Figura 1- A:** Localization of the Paraná Basin and the Santa Maria Supersequence in Rio Grande do Sul State,
 691 southern Brazil, with the location of Candelária (C) and Mata Municipalities (M).; B: Studied outcrop
 692 localization and Municipalities. C: Candelária; A: Agudo; FS: Faxinal do Soturno; SM: Santa Maria.

693



696 **Figura 2-** Chronostratigraphy of the Triassic units in southern Brazil, with vertebrate biozones (modified from
 697 Zerfass et al., 2003). Biostratigraphy after Soares et al. (2011). (AZ =Assemblage Zone).

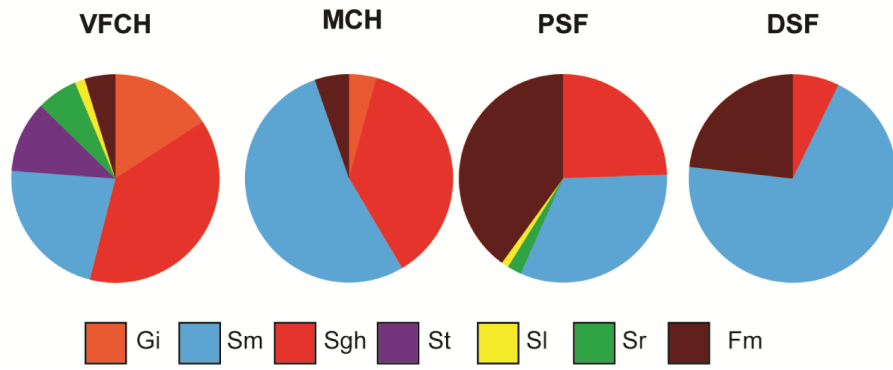


698

699 **Figura 3-** Facies identified in the upper Candelária Sequence. A: Massive, intraformational conglomerates (Gi);
 700 B: Massive sandstones (Sm), with incipient planar lamination at the upper portion of the layer (arrows); C:
 701 Sandstones with gradational planar lamination (Sgh) at the base and low-angle cross stratification (Sl) at the top
 702 (arrows); D: Sandstones with gradational planar lamination (Sgh) at the base and trough cross stratification (St) at
 703 the top; E: Trough cross-stratified sandstone (St) at the base, followed by sandstones with gradational planar
 704 lamination (Sgh) and sandstones with subcritical to supercritical ripples (Sr). Arrow points to the multi-mm
 705 spacing between lamina. F: Massive mudstone (Fm).

706

707

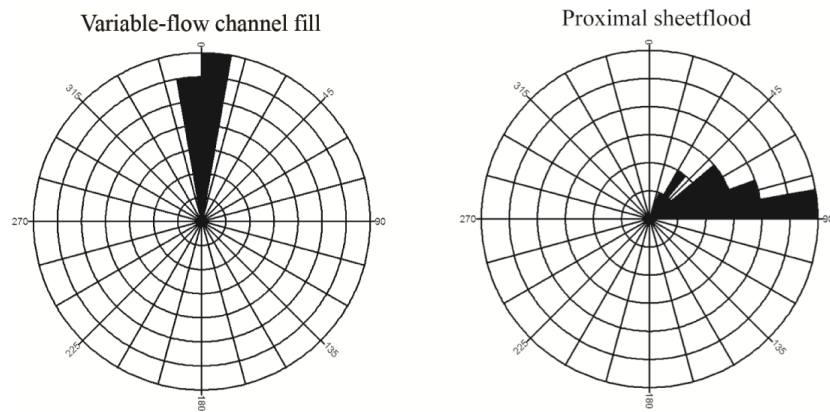


708

709 **Figure 4-** Comparison of facies abundance in each facies association. VFCH: Variable-flow channel fill; MCH:
 710 Massive channel fill; PSF: Proximal sheetflood; DFS: Distal sheetflood.

711

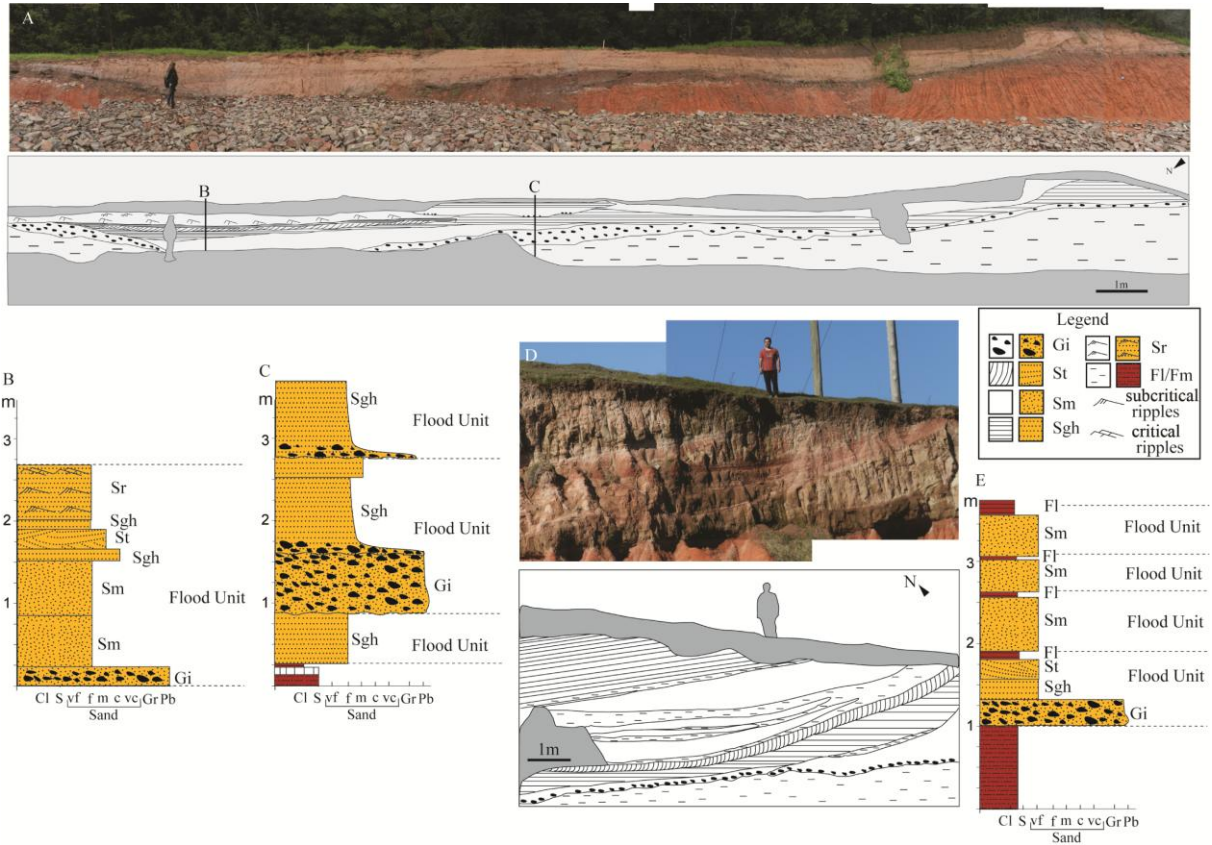
712



713

714 **Figure 5-** Rose diagrams with paleocurrent directions measured in variable-flow channel fill and proximal
 715 sheetfloods facies associations.

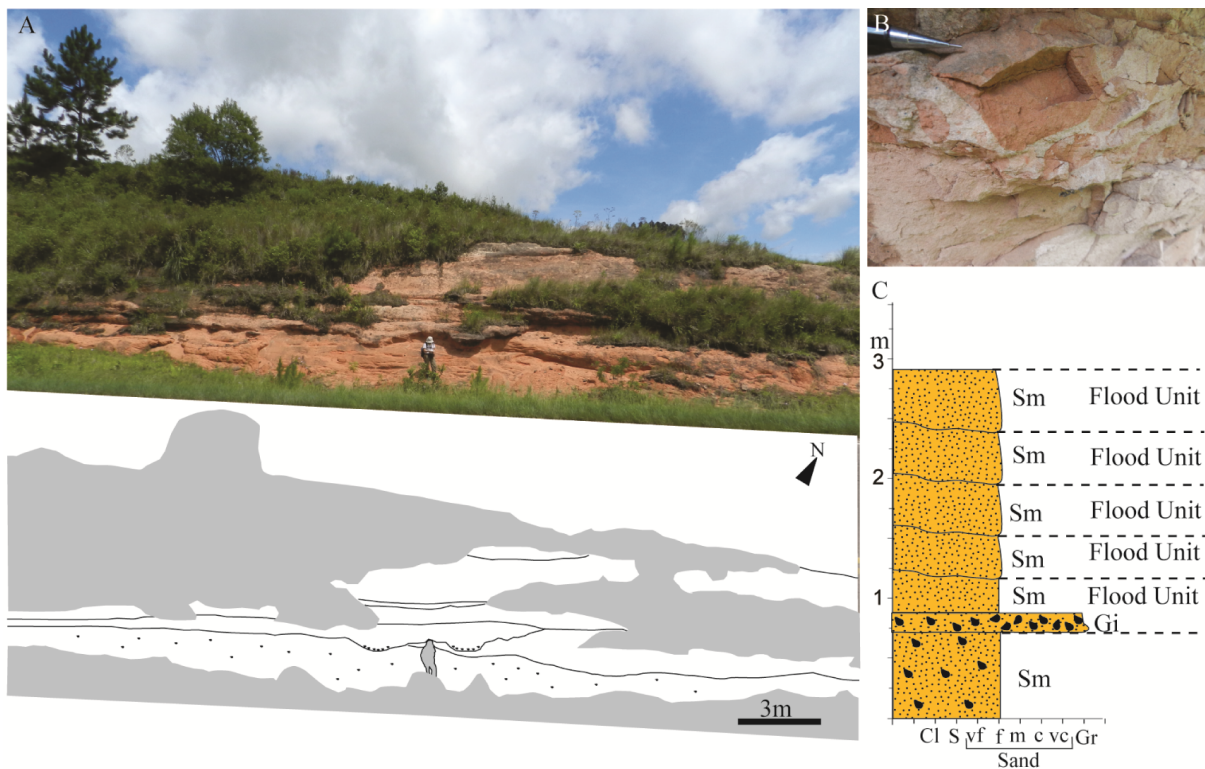
716



717

718 **Figure 6-** Variable-flow channel fill facies association. A: Photomosaic and interpreted outcrop panel showing
 719 the channel architecture; B: Measured section of a preserved stacked succession of Gi, Sgh, St and Sr facies,
 720 constituting a flood unit in outcrop A; C: Measured section of flood units bounded by erosive surfaces with
 721 predominance of Sgh and Gi in outcrop A; D: Photomosaic and interpreted outcrop panel showing the sloping
 722 lenticular layers that resemble accretion bar formed by flood units; E: Measured succession of flood units
 723 bounded by erosion surfaces and mud layers that forms the accretion bar in outcrop D.

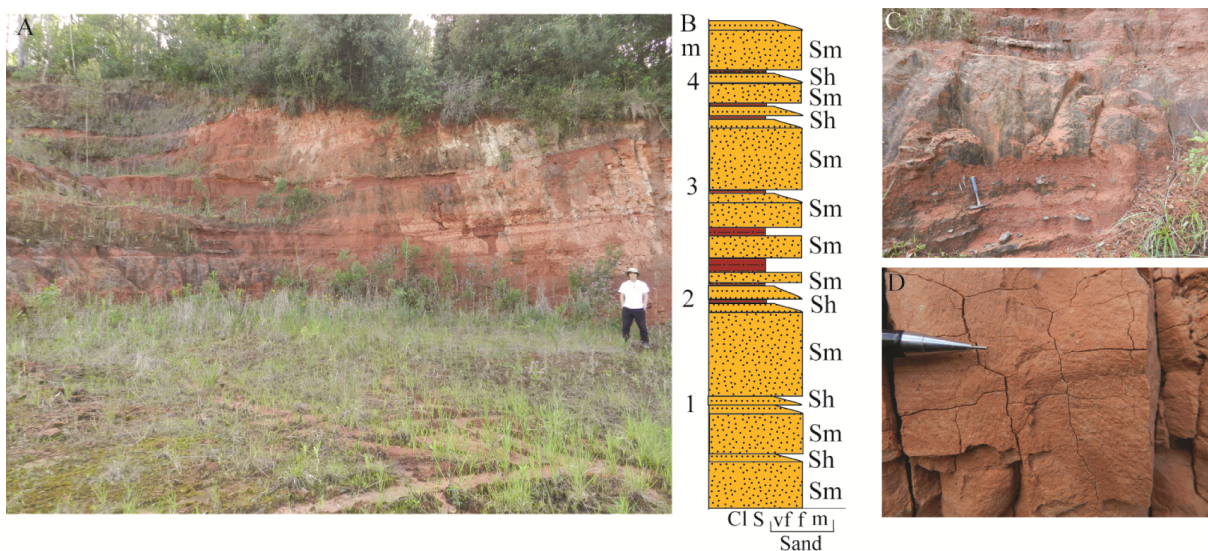
724



725

726 **Figure 7-** Massive channel fill facies association. A: Photomosaic and interpreted outcrop panel showing the
 727 high degree of amalgamation of the channels; B: Photo showing a basal intraformational conglomerate lag; C:
 728 Measured section of the outcrop, showing the erosive-bounded flood units and the dominance of massive
 729 sandstones.

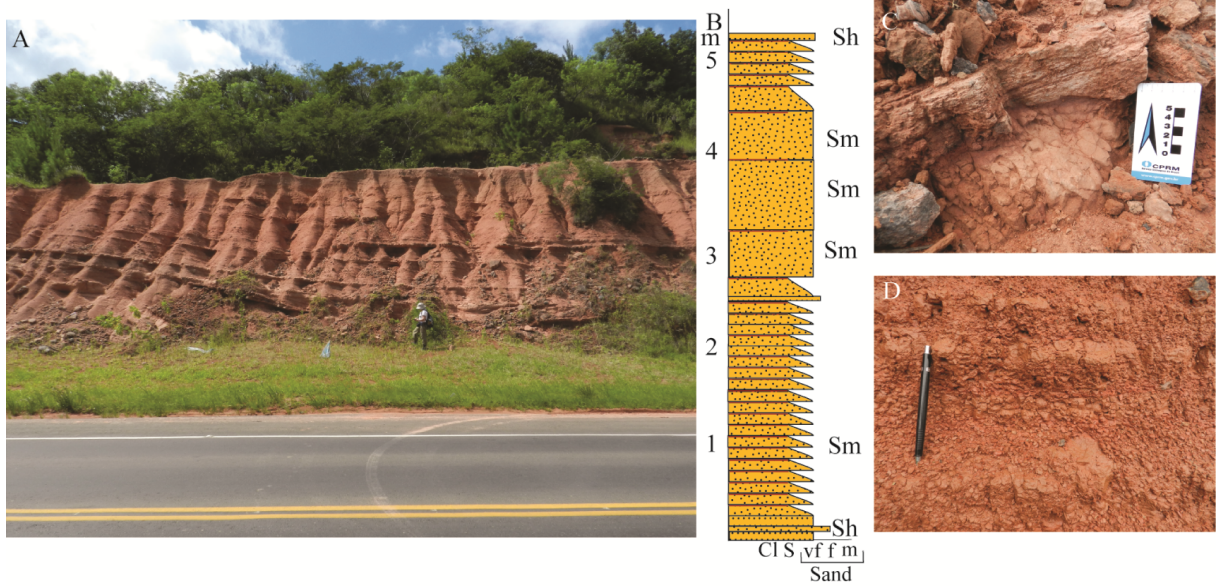
730



731

732 **Figure 8-** Proximal sheetflood facies association. A: Outcrop photo showing the high W/T ratio of the sheet-like
 733 sandbodies; B: Measured section in the outcrop, showing decimetric units formed by Sm and Sgh facies with
 734 mud drapes; C: Photo showing the mud-draped units with abrupt contact (above the hammer); D: Detail of Sgh
 735 and Sm facies, locally with incipient planar lamination.

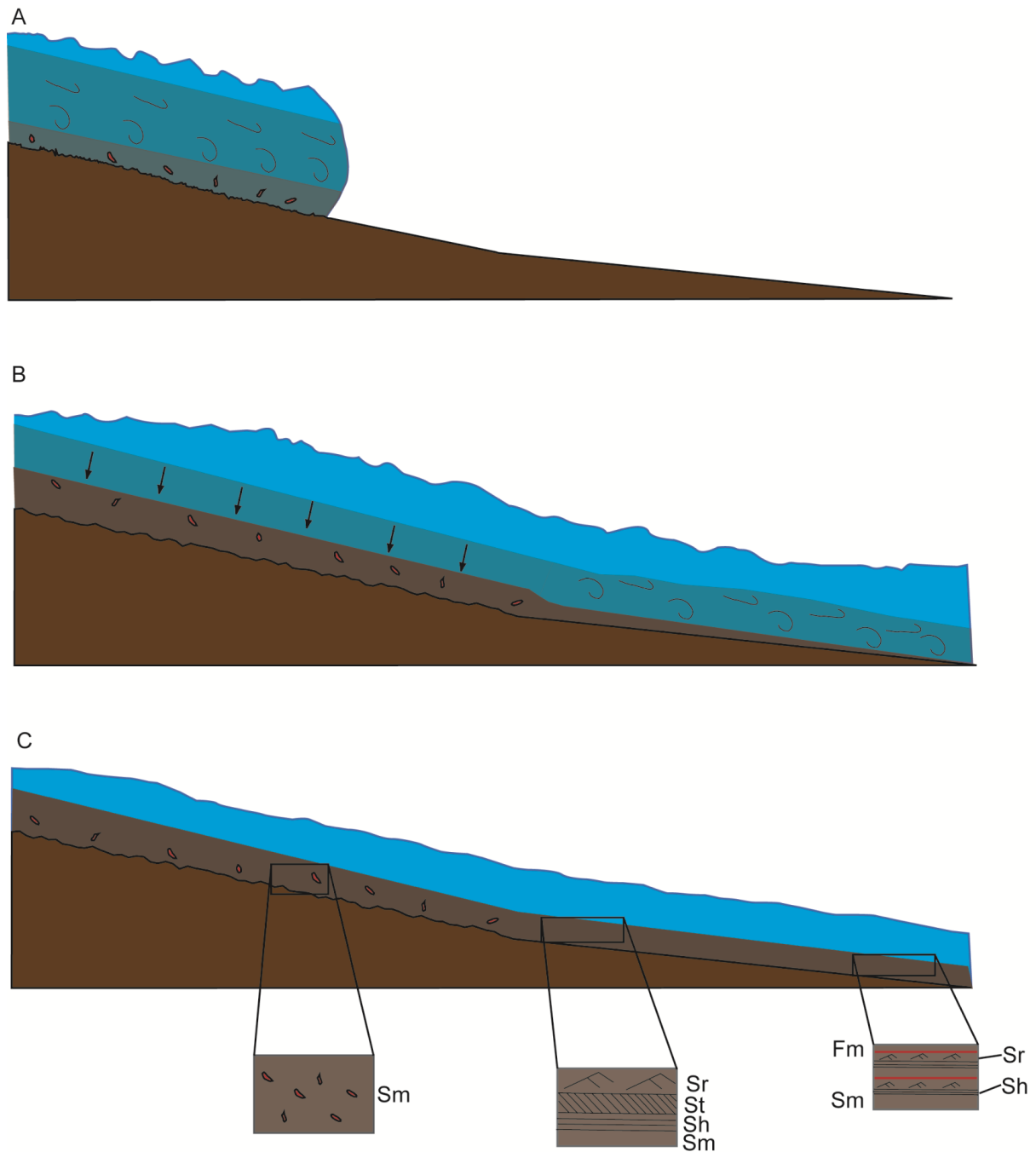
736



737

738 **Figura 9-** Distal sheetflood facies association. A: Outcrop photo showing the very high W/T ratio, sheet-like
739 sandbodies; B: Measured section in the outcrop showing the centimetric, mud-draped Sm sandbodies; C: Detail of
740 Sgh facies; D: Detail of the centimetric, mud-draped Sm units.

741



742

743 **Figure 10-** Schematic model for the origin of massive sandstone channel-fill deposits. A: Flow with heavy
 744 sediment load generates flow segregation in three layers. The basal, with the most heavy load of sediments that
 745 inhibits turbulence, the middle, with less sediment and turbulent and the top with only suspension load; B:
 746 Second stage, where the flow finds some gradient difference of flow de-confination. This variation generates an
 747 abrupt speed variation what causes the collapse of the basal layer, depositing the massive sandstones, while the
 748 middle and top goes on; C: Middle and top layers behave like a normal flow and depositates lower flow regime
 749 structures on proximal and distal sheetfloods.

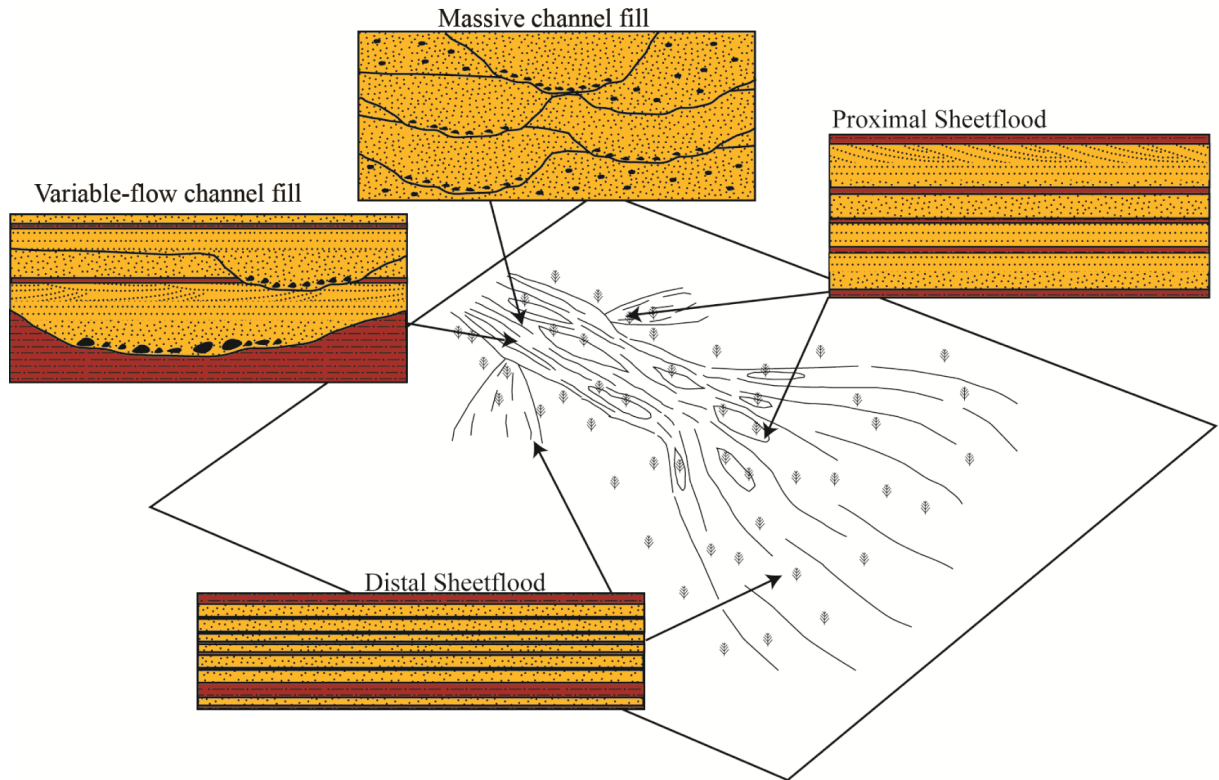
750

751

752

753

754



755

756 **Figura 11-** Schematic model of the distinct facies association of Upper Candelária Sequence and its
757 characteristic facies.

758

759

760

761

762

763

764

Tabela 1- Facies table, description and interpretation

Facies	Description	Interpretation
Gi	Matrix-supported, intraformational conglomerate, with mud intraclasts (0.5-20cm) and fine sand matrix. Locally larger clasts (50cm) occur.	Curled-up and broken mud cracks incorporated to wadi deposits (Glennie, 1970) or slumped banks incorporated to flow (Coleman, 1969)
Sm	Fine to very fine sandstones, well- to moderately-sorted, massive; scattered mud chips. Sometimes with diffuse planar lamination.	Rapid deposition from heavy sediment-laden flows during waning floods (Todd, 1989; Maizels, 1993) or dewatering (Miall, 1996)
Sgh	Fine to very fine sandstones, well-sorted, with centimetric spaced horizontal lamination. Also called gradational planar lamination.	Planar-bedded deposits originated via upper flow regime on high deposition rates (Miall, 1977; North and Taylor, 1996; Billi, 2007).
St	Fine sandstones, well- to moderately-sorted, with trough cross stratification; locally mud chips and/or granules along stratification.	Unidirectional flow with development of 3D sand dunes, low flow regime (Miall, 1977; Harms et al., 1982; Collinson and Thompson, 1989; Collinson et al., 2006)
Sl	Fine to very fine sandstones, well-sorted, with low-angle cross stratification.	Washed-out dunes and humpack dunes (transition between subcritical and supercritical flows) (Harms et al., 1982; Bridge and Best, 1988).
Sr	Fine to very fine sandstones, with current or climbing ripples.	Subaqueous current ripple migration under unidirectional, lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977; 1996)
Fl	Mudstones to siltstones, with horizontal lamination	Suspension settling dominantly from standing water (Rogers and Astin, 1991; Mángano et al., 1994)
Fm	Massive mudstones to siltstones	Suspension settling on overbank areas; later modified by pedogenetic processes; post-depositional reddening under oxidizing conditions (Miall, 1977; 1990; Foix et al, 2013).

769

770

771 **Tabela 2-** Table with facies associations, maximum and minimum width and thickness, W/T ratio and
 772 the main characteristics for identification.

Element	Facies	width (cm)		thickness		W/T ratio		Distinct features
		Max	Min	Max	Min	Max	Min	
Variable-flow channel fill	Sm, Sgh, St, Sr, Fl	1000	500	250	150	4		Common scour-and-fill structures, sheet-like beds with low W/T ratio, vertical facies variation, presence of mud drapes/layers, pebble-sized intraformational conglomerates
Massive channel fill	Gi, Sm, Sgh	1000	200	200	50	5	4	Very common scour-and-fill structures, sheet-like beds with low W/T ratio, predominance of Sm facies, granule-sized intraformational conglomerates
Proximal Sheetflood	Sm, Sgh, St, Sr, Sl, Fm, Fl	2000	1000	100	50	20	20	Absence of erosive surface, sheet-like beds with moderated W/T ratio, vertical facies variation, common presence of mud layers/drapes
Distal Sheetflood	Sm, Sgh, Sr, Fm	5000	3000	20	10	250	300	Absence of erosive surface, sheet-like beds with high W/T ratio, vertical facies variation, common presence of mud layers/drapes

773



Bruno Horn <brunoldhorn@gmail.com>

Brazilian Journal of Geology - Manuscript ID BJGEO-2016-0029

1 mensagem

onbehalfof+secretaria+zepelini.com.br@manuscriptcentral.com

23 de fevereiro

<onbehalfof+secretaria+zepelini.com.br@manuscriptcentral.com>

de 2016 20:39

Responder a: secretaria@zepelini.com.br

Para: brunoldhorn@gmail.com

Cc: brunoldhorn@gmail.com, karin.goldberg@ufrgs.br, karin_goldberg@yahoo.com, cesar.schultz@ufrgs.br

23-Feb-2016

Dear Ms. Horn:

Your manuscript entitled "THE LATE TRIASSIC "CATURRITA FORMATION": HISTORICAL REVIEW, MISCONCEPTIONS AND PROPOSITION OF A NEW LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT (BOTUCARÁI FORMATION)" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the Brazilian Journal of Geology.

Your manuscript ID is BJGEO-2016-0029.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>.

Thank you for submitting your manuscript to the Brazilian Journal of Geology.

Sincerely,
Brazilian Journal of Geology Editorial Office

1 Title: THE LATE TRIASSIC “CATURRITA FORMATION”:
2 HISTORICAL REVIEW, MISCONCEPTIONS AND PROPOSITION OF
3 A NEW LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT (BOTUCARAÍ FORMATION)
4

5
6 Short title: PROPOSITION OF BOTUCARAÍ FORMATION
7

8
9 BRUNO LUDOVICO DIHL HORN ^{1,2}, KARIN GOLDBERG² AND CESAR LEANDRO
10 SCHULTZ²
11

12 ¹CPRM/Geological Survey of Brazil, Superintência Regional de Recife, Av. Sul, 2291, Recife, PE, Brazil

13 ²Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves,
14 9500, Porto Alegre, RS, Brazil.
15

16
17 Corresponding author: Bruno Ludovico Dihl Horn

18 CPRM/Geological Survey of Brazil, Superintência Regional de Recife,

19 Adress: Av. Sul, 2291, Recife, PE, Brazil CEP50770-011

20 Fone: +55 81 3316 1427

21 *brunoldhorn@gmail.com*
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38

39 RESUMO

40

41 As rochas triássicas da Bacia do Paraná são divididas em três unidades estratigráficas formais:
42 Formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita. Entretanto, as litologias e relações
43 estratigráficas variam das duas unidades superiores variam de acordo com o autor. Diferentes
44 idades e posições estratigráficas foram propostas para a Formação Caturrita, normalmente
45 baseados em critérios dúbios que geram confusão. Portanto, uma revisão estratigráfica se faz
46 necessária. Este trabalho visa entender as relações estratigráficas do pacote sedimentar
47 conhecido como Formação Caturrita, e baseado em compilações bibliográficas e dados de
48 campo, propor a adoção de uma nova unidade litoestratigráfica chamada Formação Botucaraí.
49 Esta unidade têm estratótipos bem expostos próximos ao Cerro Botucaraí, no município gaúcho
50 de Candelária, compostos predominantemente por arenitos maciços. Fósseis de vertebrados
51 encontrados *in situ* nos estratótipos indicam idade noriana para essa Formação. Seu limite
52 inferior consiste em uma paraconformidade ou discordância erosiva com os lamitos vermelhos
53 do Membro Alemoa da Formação Santa Maria. Seu limite superior pode ser uma
54 paraconformidade com a Formação Botucatu, de idade Juro-Cretácea, ou uma discordância
55 erosiva com a unidade informal, arenitos Mata, de idade Triássica Superior (?). Além disso, em
56 um afloramento, a ocorrência de camadas fluviais com plantas e conchostráceos com afinidades
57 jurássicas indica a presença de uma unidade jurássica até então desconhecida sobre a Formação
58 Botucaraí.

59 PALAVRAS-CHAVE: Triássico; Formação Caturrita; Bacia do Paraná; Formação Botucaraí

60

61

62

63

64

65

66 ABSTRACT

67

68 The Triassic rocks of Paraná Basin are divided in three formal stratigraphic units: Sanga do
69 Cabral, Santa Maria and Caturrita Formations. However, the lithologies and stratigraphic
70 relationships between the two upper units vary depending on the author. Different ages and
71 stratigraphic positions have been proposed to the Caturrita Formation, often based on dubious
72 criteria that led to confusion. Based on bibliographic and field data, this work aims at entangling
73 the stratigraphic relations of the sedimentary package formerly known as the Caturrita
74 Formation, proposing the adoption of a new stratigraphic unit called Botucaraí Formation, with
75 stratotypes well exposed near the Botucaraí Hill in Candelária municipality, composed
76 predominantly by massive sandstones. Vertebrate fossils found *in situ* in the stratotypes indicate
77 a Norian age for this Formation. Its lower boundary is an abrupt contact or erosive
78 unconformity with the red mudstones (Alemoa Member) of the Santa Maria Formation
79 (Ladinian-Carnian). Its upper boundary is either a concordant unconformity with the Juro-
80 Cretaceous Botucatu Formation or an erosive unconformity with the Late Triassic (?) Mata
81 sandstones. Moreover, in one outcrop, the occurrence of fluvial layers bearing plants and
82 conchostracan with Jurassic affinities indicates the presence of a hitherto unknown Jurassic unit
83 overlying the Botucaraí Formation.

84 KEY-WORDS: Triassic; Caturrita Formation; Paraná Basin; Botucaraí Formation;

85

86

87

88

89

90 INTRODUCTION

91 The Brazilian Triassic rocks of the Paraná Basin are well known by the geoscientific
92 community for its diverse vertebrate faunal content, including, among others, early dinosaurs
93 and mammals. These rocks are divided in three formal units: Sanga do Cabral, Santa Maria and
94 Caturrita Formations. The latter corresponds to a series of layers that overly the Santa Maria
95 Formation and received different formal statements over time (proposed by distinct authors),
96 posing a series of conflicting information concerning its litho- and and biostratigraphic
97 frameworks that led us to undertake here a complete review.

98 Bortoluzzi (1974), while working on the surroundings of Santa Maria Municipality (Fig.
99 1), Rio Grande do Sul State, southern Brazil, described some fluvial sandstones with silicified
100 logs, placed above the red mudstones of the Santa Maria Formation at the Caturrita Hill locality,
101 as well as others occurring along the Santa Maria-Julio de Castilhos road, as comprising the
102 basal member of the Cretaceous (at that time considered as Jurassic) Botucatu Formation, being
103 these basal layers named Caturrita Member. According to that author, the basal contact of the
104 Caturrita Member with the Santa Maria Formation was an erosive unconformity with mud-chip
105 conglomerates. The described rocks were mainly trough or planar cross-stratified sandstones,
106 with silicified logs and plant remains in some outcrops. Barberena (1977) reinforced this
107 proposition claiming that the fossils described by Bortoluzzi (1974) along the Santa Maria-Julio
108 de Castilhos road were distinct from those present in the underlying Santa Maria Formation,
109 both due to differences in the paleofloristic content and the presence of several conchostracans,
110 described by Kato (1971), which suggested a Jurassic age for the Caturrita Member. Later on,
111 Andreis et al. (1980), during a mapping project, found similar rocks - but with no fossils - near
112 Rio Pardo Municipality (Fig. 1) also overlying the typical red mudstones of the Santa Maria
113 Formation. Despite the absence of fossils in the studied area, Andreis et al. (1980) correlated
114 these layers with those included in the Caturrita Member by Bortoluzzi, 1974. Moreover,
115 Andreis et al. (1980) proposed a Triassic age for this package, rather than Jurassic, based on a
116 presumed correlation between those rocks and other ones occurring in a third locality in

117 Candelária Municipality (Fig. 1), corresponding to overlying the Santa Maria Formation but
118 containing Triassic vertebrates. Andreis et al. (1980) referred to these fossils as follows:
119 “According to our observations, the remains of *Proterochampsia*, *Exaeretodon* and *Jachaleria*,
120 related by Barberena (1977) for the Alemoa Member of the Santa Maria Formation should be
121 considered as pertaining to the Caturrita Formation”. In fact, the existence of those fossils and
122 their assignment to Triassic were informally known when Andreis et al. (1980) published their
123 paper, but there is no mention to them in Barberena (1977). Indeed, *Jachaleria candelariensis*
124 (Araújo; Gonzaga, 1980) was published in that same year, while *Proterochampsia nodosa*
125 appeared only two years later (Barberena, 1982), and the new cynodont from Candelaria was
126 cited as *Exaeretodon* sp. only in Barberena et al. (1985). Furthermore, Andreis et al. (1980)
127 changed the age (from Jurassic to Triassic) and the hierarchic status (from Caturrita Member to
128 Caturrita Formation) of that package, based also in the work of Jabur (1979), a Master’s thesis
129 for which the results formally came out only in 1985. Jabur (1979, 1985) reinterpreted the
130 euestheriids conchostracans identified by Kato (1971) as the genus *Echinestheria*, indicative of
131 a Late Triassic age, hence detaching the Caturrita Member from the Botucatu Formation (J/K).
132 As a consequence, the Caturrita Member (of the Botucatu Formation) was changed into a
133 separate unit, the Caturrita Formation, occurring around Santa Maria and Candelária
134 Municipalities, characterized by a fossil content of Triassic tetrapods and fossil logs. From that
135 moment on, Andreis et al. (1982) included in the Caturrita Formation all the layers bearing
136 silicified logs that overlain the Santa Maria Formation, mainly at Mata and São Pedro do Sul
137 municipalities. However, neither the silicified logs nor any fossil vertebrates were present on
138 Rio Pardo region, where the type-section of this Formation was defined.

139 **Figure 1**

140 It is our belief that both the description of the Caturrita Member by Bortoluzzi (1974)
141 and the proposal of the Caturrita Formation by Andreis et al. (1980) are probably
142 misinterpretations. Field observations on the Caturrita Hill revealed that the silicified logs
143 mentioned by Bortoluzzi (1974) are not in situ, but are relicts of weathered overlying levels,

144 thus forming a lag deposit. In turn, the outcrop bearing such logs along the Santa Maria-Julio de
145 Castilhos road no longer exists, but its stratigraphic level is surely far above the Santa Maria
146 Formation. In fact, the lithologies described by Bortoluzzi (1974) at the Caturrita Hill (trough or
147 planar cross-stratified sandstones, mud-chip conglomerates) are similar to those of the Passo das
148 Tropas Member from the Santa Maria Formation. This misunderstanding is not surprising if one
149 takes into account that, at that time, the Passo das Tropas Member was defined as the basal
150 portion of the Santa Maria Formation, always occurring below the fossiliferous red mudstones.
151 Therefore, the finding of sandy-conglomeratic layers with fossil logs (absent in the Passo das
152 Tropas Member) above the red mudstones was interpreted as evidence of a new stratigraphic
153 unit. Later, Barberena (1977) established a biostratigraphic framework for the Santa Maria
154 Formation in which the rocks of the Passo das Tropas Member (bearing fossils of the
155 *Dicrodium* flora, but not silicified logs) would constitute the intermediate portion of the Santa
156 Maria Formation (Bortoluzzi, 1974; Barberena, 1977), above a basal package of red mudstones
157 dominated by cynodonts and dicynodonts (the Therapsid Assemblage Zone) and below another
158 red mudstones level bearing mainly rhynchosaurs (the Rhynchocephalia Assemblage Zone).

159 Only in 1985 Barberena et al. (1985) detailed the occurrence, in the outcrops mentioned
160 by Andreis et al. (1980) near Candelária Municipality as part of the Caturrita Formation, of a
161 distinct (and younger, regarding to the Santa Maria Formation) vertebrate fauna, composed by
162 the dicynodont *Jachaleria candelariensis*, the proterochampsid *Proterochampsa nodosa*, the
163 rhynchosaur '*Scaphonyx*' *sulcognathus* (actually *Teyumbata sulcognathus* Montefeltro; Langer;
164 Schultz, 2010) and *Exaeretodon* sp. (later formally proposed as *E. riograndensis* by Abdala;
165 Barberena; Dornelles; 2002).

166 Thus, despite the fact that the lithology of the layers bearing this new fauna (massive,
167 fine sandstones interbedded with red mudstones) does not agree with those described by
168 Bortoluzzi (1974), Andreis et al. (1980) and Barberena et al. (1985) included all those
169 occurrences in a single unit (Caturrita Formation), probably using as a datum their occurrence
170 above the levels dominated by rhynchosaurs.

171 Additionally, Andreis et al. (1982) extended the occurrence of the Caturrita Formation
172 westwards, around the cities of São Pedro do Sul and Mata, based on the occurrence of silicified
173 log-bearing sandstones and subordinate mudstones. Interestingly, Andreis et al. (1982) observed
174 that the proportion between sandstones and mudstones in that area was quite different from that
175 found by Andreis et al. (1980) in Rio Pardo and Santa Cruz regions (where the type-section of
176 the Formation is), but similar to that of the Caturrita Formation in Candelária region (the only
177 ones containing vertebrates, but no silicified logs). Besides, the authors stressed that the
178 silicified logs were the only fossils found in the São Pedro/Mata region and that the age of the
179 package (considering that it belonged to the Caturrita Formation) should be provided not by the
180 silicified logs, but by the fossil reptiles found in Candelária, which indicated a Late
181 Carnian/Early Norian age for the Caturrita Formation.

182 Thereafter, the presence of silicified logs in any outcrop overlying the Santa Maria
183 Formation was used as a field criterion to identify the presence of the “Caturrita Formation”,
184 although in most cases they were only relict fragments at the surface.

185 As a matter of fact, the Santa Maria and Caturrita Formations are considered as part of a
186 Middle-Late Triassic second-order allostratigraphic sequence named the Santa Maria
187 Supersequence (Zerfass et al., 2003). The Supersequence was further divided in (at least) four
188 third-order sequences (Horn et al., 2014), each one beginning with a package dominated by
189 medium- to coarse-grained sandstones with trough cross-stratification at the base
190 (corresponding to the “Passo das Tropas Member”) and red fossiliferous mudstones (the
191 “Alemoa Member”) at the top. Thus the lithologies described by Bortoluzzi (1974) and Andreis
192 et al. (1980) should result from the recurrence of this facies interchange.

193 In regarded to the silicified logs, Faccini (1989) proposed that the fossil logs occurring
194 about 60 km west from Santa Maria City, in São Pedro do Sul and Mata localities, should
195 constitute a distinct sedimentary unit of uncertain age, which could even be Triassic, but surely
196 younger than the levels bearing the Triassic tetrapods in Candelária. Based on this, Faccini

197 (2000) informally coined the name “Mata Sandstone” to refer to these log-bearing layers,
198 naming the “Caturrita Formation” only the Triassic tetrapod-bearing layers from Candelária.
199 Although the work of Faccini (2000) has never been formally published, this proposition has
200 become, in fact, the theoretical framework for subsequent studies on the “Caturrita Formation”,
201 which therefore became only the tetrapod-bearing layers that overly the Santa Maria Formation
202 in Candelária region.

203 Regardless of the silicified logs, the Mata sandstone (*sensu* Faccini, 2000) is composed
204 of medium- to coarse-grained sandstones with trough cross-stratification and abundant silicified
205 wood logs, thus similar to the “Passo das Tropas Member”, which contains mud chips and
206 abundant extraclasts (mainly by quartz and feldspars), whereas the Mata Sandstones include
207 only intraformational (mud-chip) conglomerates.

208 In this context, considering that (1) the tetrapod-bearing rocks that Andreis et al. (1980)
209 used to determine a Triassic age for the Caturrita Formation are NOT the same as the succession
210 described by Bortoluzzi (1974); (2) the original lithological description of the Caturrita
211 Formation/Member is NOT the one currently used informally; and (3) the current
212 lithostratigraphic definition of the Caturrita Formation is merely informal, the most
213 recommendable procedure would be to use the sequence stratigraphic nomenclature proposed
214 by Zeffass et al. (2003) and Horn et al. (2014), in which the so-called Caturrita Formation
215 would be the upper portion of Candelária Sequence.

216 Due to the significant vertebrate fossil deposits of the Upper Triassic, and since this unit
217 lacks lithostratigraphic formalization, this work aims to provide a detailed facies description and
218 clarify the stratigraphic relations of the former Caturrita Formation, formally proposing a new
219 Formation, called Botucaraí Formation. The choice of a new name has the objective of avoiding
220 mistakes regarding the old propositions. We thus suggest that the former name (Caturrita) is
221 definitely abandoned.

222 **GEOLOGICAL SETTING**

223 The Paraná Basin is a large, NE-SW-elongated cratonic basin in South America,
224 approximately 1,750 km long and 900 km wide, covering a surface area of around 1,700,000
225 km² in Paraguay, Uruguay, Argentina and Brazil (Fig. 2). This basin evolved during the
226 Paleozoic and Mesozoic, with sedimentary package deposited between the Late Ordovician and
227 the Late Cretaceous. Milani (1997) recognized six second-order stratigraphic sequences: Rio
228 Ivaí (Caradocian-Llandoveryian), Paraná (Lochkovian-Frasnian), Gondwana I (Westphalian-
229 Scythian), Gondwana II (Anisian- Norian), Gondwana III (Neojurassic-Berriasian) and Bauru
230 (Aptian-Maastrichtian). In southern Brazil (Rio Grande do Sul State) the Paraná Basin records a
231 condensed section, with only the Gondwanan sequences cropping out (Gondwana I - Itararé,
232 Guatá and Passa Dois groups, Gondwana II - Pirambóia Formation, Sanga do Cabral and Santa
233 Maria Supersequences, and Gondwana III - Botucatu Formation).

234 The sequence stratigraphic framework proposed by Zeffass (2003) divides the Santa
235 Maria Supersequence in three third-order sequences. Lately, Horn et al. (2014) proposed a
236 fourth sequence (Santa Cruz Sequence, Ladinian), changing the names of the third-order
237 sequences to Pinheiros-Chiniquá (Ladinian-Anysian), Candelária (Carnian) and Mata (Rhaetic).
238 The Santa Maria Formation is the lithostratigraphic correspondent to the Pinheiros-Chiniquá
239 plus the Santa Cruz and the lower Candelária Sequences. In turn, the layers corresponding to
240 the upper Candelária Sequence, formerly called Caturrita Formation, are here assigned to the
241 new Botucaraí Formation. These rocks belong to the Gondwana II Supersequence, which crops
242 out only in Rio Grande do Sul State.

243

244 **THE BOTUCARAÍ FORMATION**

245

246 The Botucaraí Formation crops out along approximately 200 km of the Central
247 Depression in Rio Grande do Sul State, from the vicinity of Candelária city westward to Mata
248 city, being mappable on a 1:25000 scale (Fig. 2).

249 **Figure 2**

250 The stratotype of the Botucaraí Fm. crops out along the BR-287 road near the Botucaraí
251 Hill on the surroundings of Candelária city, Rio Grande do Sul State. In this location, a
252 composite vertical section about fifty meters thick represents all the lithotypes that comprise the
253 Botucaraí Formation. Moreover, these outcrops contain *in situ* vertebrate fossils that corroborate
254 the Triassic age of the proposed Formation. The two most representative outcrops of the
255 lithotypes are detailed below.

256 The first outcrop is located at the foot of Botucaraí Hill, on a road cut along BR-287
257 (UTM coordinates: 22J 321859mS and 6715100mW). This outcrop is widely known among
258 Brazilian paleontologists (the Botucaraí outcrop) due to its fossil content and easy access. The
259 outcrop is composed of a succession of centimetric to decimetric tabular layers of fine- to very
260 fine-grained, massive sandstones, interlayered with millimetric to centimetric layers of red
261 mudstones (Fig. 3). An amalgamated massive, fine-sandstone body occurs at the upper part of
262 the outcrop.

263 **Figure 3**

264 The second outcrop is also located along BR-287 road (coordinates: 22J 320750mN and
265 6713692mW), and it is known as the Sesmária do Pinhal outcrop. It comprises metric,
266 amalgamated layers of fine-grained, massive sandstones, with erosive basal contact and mud
267 intraclasts along the base, as well as dispersed within the bodies (Fig. 4). Subordinately,
268 horizontally-bedded and trough cross-stratified sandstones and massive red mudstones also
269 occur. These rocks have been studied by many authors, including Faccini (2000), Zerfass et al.
270 (2003) and Da Rosa (2005), who interpreted them as fluvial deposits correlated to the informal
271 Caturrita Formation.

272 **Figure 4**

273 The outcrops in the type section attest that, unlike the Caturrita Member proposed by
274 Bortoluzzi (1974), characterized by a dominance of trough cross-bedded, medium-grained

275 sandstones, the Botucaraí Formation is mostly composed of massive, fine-grained sandstones,
276 with subordinate horizontally-laminated and trough cross-stratified sandstones described above.

277 The lower boundary of the Botucaraí Formation is an abrupt contact or erosive
278 unconformity with the red mudstones of the Alemoa Member (Santa Maria Formation). The
279 upper boundary is either a concordant unconformity with the Juro-Cretaceous Botucatu
280 Formation, an erosive unconformity with the Mata sandstones, or an erosive unconformity with
281 rocks of probable Jurassic age, as described in detail below (Fig. 5).

282 **Figure 5**

283 In one outcrop in the surroundings of Faxinal do Soturno city (coordinates: 22J
284 262823mN e 6727662mW), the massive, fine-grained sandstones with vertebrate fossils typical
285 of the Botucaraí Formation are unconformably overlain by a Jurassic package (Fig. 6). The
286 unconformity is characterized by an abrupt facies shift, where massive, fine sandstones with
287 paleosols at the top (characterized by variegated texture and purplish colors) are juxtaposed by
288 red, fossiliferous shales and siltstones. The contact between these lithotypes is a
289 paleotopographic surface with at least half a meter of relief, locally very cemented by calcite
290 (Fig. 6B, C).

291 **Figure 6**

292 In the red mudrocks overlying the unconformity, Rohn et al. (2014) described new
293 conchostracan species, *Nothocarapacestheria soturnensis*. This genus has taxonomic affinity
294 with Jurassic genera from the Transantarctic Mountains identified as *Australestheria* sp., very
295 similar to Jurassic specimens from the Congo Basin. Barboni & Dutra (2013) described
296 reproductive structures (*Williamsonia* sp.) and branches from Benetitallales plants associated
297 with autochthonous conifer logs and branches remains (*Pagiophyllum* sp., Dutra & Faccini,
298 2002) in this unit, suggesting ages younger than the Triassic by correlation with genera of
299 Argentinian basins. Additionally, Silva et al. (2012) described *Eubrontes* sp., a large-size (11
300 cm x 22 cm) tridactyl footprint attributed to large theropod dinosaurs in this package. Since this

301 type of dinosaur footprints is not common in the Triassic, it also suggests a younger age. Hence
302 the paleontological content of the package overlying the unconformity at the top of the
303 Botucaraí Formation in this locality attributes a Jurassic age for these rocks. So far it is unclear
304 whether or not these Jurassic rocks are mappable, since they have been identified only in this
305 outcrop. However, with time and further work, it is possible that a Jurassic unit is proposed, as
306 suggested by Rohn et al. (2014).

307 The maximum thickness of the newly proposed Botucaraí Formation is based on field
308 data collected by the authors and drill-core information provided by Machado (2005). In that
309 work, the author estimates the maximum thickness of the (former) Caturrita Formation in
310 hydrological wells as around fifty meters, approximately the same thickness of the measured
311 vertical sections in the type-section outcrops.

312 **PALEONTOLOGICAL CONTENT, STRATIGRAPHICAL POSITIONING AND AGE**

313 The dating of the Botucaraí Formation is based on its vertebrate fossil content, with a
314 diverse fauna that includes dinosaurs, advanced cynodonts and dicynodonts. The presence of the
315 dicynodont *Jachaleria candelariensis* (Araújo; Gonzaga, 1980) indicates a Late Triassic age to
316 this unit by its correlation with *J. colorata*, that occurs at the base of Los Colorados Formation,
317 in Argentina, where paleomagnetic data indicates a Norian age (227.5-215 Ma, Santi Malnis et
318 al. 2011). Silicified logs were not found in these layers, corroborating the observations of
319 Faccini (2000). Besides *Jachaleria*, the Botucaraí Formation includes the presence of the
320 prosauropod *Unaysaurus tolentinoi* (Leal, et al. 2003), and the theropod (*sensu* Langer et al.
321 2009) *Guaibasaurus candelariensis* (Bonaparte; Ferigolo; Ribeiro, 1999). In addition to these
322 dinosaurs, these beds also yielded the dinosauriform *Sacisaurus agudoensis* Ferigolo; Langer,
323 2006, an indeterminate phytosaur (Kischlat; Lucas 2003), isolated teeth of archosaurs
324 (Dornelles, 1990) and a stereospondyl amphibian (Dias-da-Silva et al. 2009). The most striking
325 paleontological feature in this unit, however, is the presence of a diversified fauna of small-
326 sized (<10 cm) vertebrates that includes the procolophonid *Soturnia caliodon* (Cisneros;

327 Schultz, 2003), the sphenodontid *Clevosaurus brasiliensis* (Bonaparte; Sues, 2006), the
328 lepidosaur *Carginia enigmatica* (Bonaparte et al., 2010), the pterosaur(?) *Faxinalipterus*
329 *minima* (Bonaparte et al., 2010), and five taxa of advanced, non-mammaliaform cynodonts
330 (*sensu* Abdala 2007). Among these, *Riograndia guaibensis* (Bonaparte; Ferigolo; Ribeiro, 2001)
331 was the first one reported, followed by *Brasilodon quadrangularis*, *Brasilitherium*
332 *riograndensis* (Bonaparte, et al., 2003), *Irajatherium hernandezii* (Martinelli, et al., 2005), and
333 *Minicynodon maieri* (Bonaparte et al. 2010; (Soares, Schultz, Horn, 2011).

334 The widespread presence of *Riograndia guaibensis* in the Botucaraí Formation was
335 utilized to propose a biozone (*Riograndia* Assemblage Zone, Soares et al. 2011) to that tetrapod
336 fauna that allowed the correlation of distinct outcrops with no lateral continuity, and thus the
337 biostratigraphic dating of these Upper Triassic rocks.

338

339 CONCLUSIONS

340 The usage of the name “Caturrita Formation” became a stratigraphic problem in the
341 Triassic of southern Brazil due to the lack of formalization and utilization of this informal name
342 for a variety of lithotypes for a long time. Based on field and literature data, this work proposes
343 the complete abandonment of the Caturrita Formation, and the formal proposition of the
344 Botucaraí Formation, with well-defined stratigraphic relations and lithologies. The newly
345 proposed unit refers to the rock package that overlies the Santa Maria Formation, containing a
346 typical association of fossil tetrapods (*Riograndia* AZ) of Neotriassic age. Its type section crops
347 out at the base of the Botucaraí Hill, in Candelaria city, and comprises dominantly fine-grained,
348 massive sandstones with mud intraclasts, and subordinately, horizontally-bedded and trough
349 cross-stratified sandstones and massive red mudstones. The Botucaraí Formation abruptly
350 overlies the red mudrocks of the Alemoa Member and is overlain by the Juro-Cretaceous
351 Botucatu Formation, or locally by a Jurassic unit yet to be defined. The existence of Jurassic
352 layers above the Botucaraí Formation is based on paleontological and stratigraphic data, but its
353 occurrence is still too restricted to allow the formalization of a new stratigraphic unit.

354

355 **ACKNOWLEDGEMENTS**

356 This study is part of a Ph.D. degree thesis. We thank Prof. Dr. Átila Augusto Stock Da Rosa for
357 the helpful discussions and field support and Dr. Tiago Raugust, Ana Brust, Rafael Adriano and
358 Carlos Rodrigues for field support. We also thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento
359 Científico e Tecnológico (CNPq) for the financial support and CPRM/Brazilian Geological
360 Survey for Ph.D. liberation.

361

362 **References**

363

364 Abdala, N.F. 2007. Redescription of *Platycraniellus elegans* (Therapsida, Cynodontia) from the
365 Lower Triassic of South Africa, and the cladistic relationships of eutheriodonts. *Palaeontology*
366 **50**(3): 591–618.

367 Abdala, N. F., Barbarena, M. C., Dornelles, J. F. 2002. A new species of traversodontid
368 cynodont *Exaeretodon* from the Santa Maria Formation (Middle/Late Triassic) of Southern
369 Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology* **22**(2): 313-325.

370 Andreis, R.R, Bossi, G. E., Montardo, D. K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio
371 Grande do Sul-Brasil. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. *Anais do XXXI*
372 *Congresso* (2), p. 659-673.

373 Andreis, R.R, Lavina, E. L., Montardo, D. K., Teixeira, A.M.S. 1982.Considerações sobre os
374 troncos fósseis da Formação Caturrita (Triássico Superior) no município de Mata, RS-Brasil.
375 In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. *Anais do XXXII Congresso* (4), p.
376 1284-1295.

377 Araújo, D.C., Gonzaga. T.D. 1980. Uma nova espécie de *Jachalera* (Therapsida,
378 Dicynodontia) do Triássico do Brasil. In: Congreso Argentino de Paleontología y
379 Bioestratigrafia, II Congreso Latinoamericano de Paleontología. *Actas*, Buenos Aires, p. 159–
380 174.

381

382

383 Barberena, M. C. 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas* **7**: 111-
384 129.

385

386 Barberena, M. C. 1982. Uma nova espécie de *Proterochampsia* (*P. nodosa* sp. nov.) do
387 Triássico do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **54**:127-141

388

389 Barberena, M.C ., Araújo, D. C., Lavina, E.L., Azevedo, S.K. 1985. O estado atual do
390 conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: VIII
391 Congresso Brasileiro de Paleontologia. *Coletanea de Trabalhos Paleontológicos, Série*
392 *Geologia, Serie Paleontologia e Estratigrafia*, Brasília. **27**(2): 21–28.

393

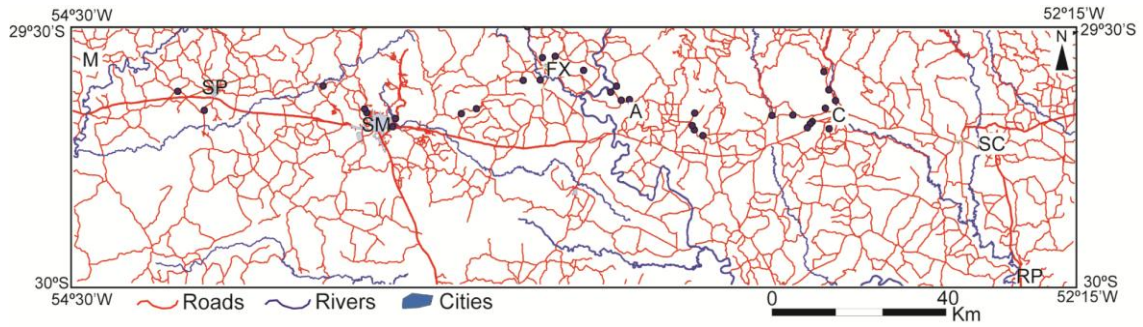
394 Barboni, R., Dutra, T. L. 2013. New “flower” and leaves of *Bennettitales* from southernmost
395 Brazil and its age implication. *Ameghiniana* **4**(1) 14-32.

396

- 397 Bonaparte, J.F., Ferigolo, J., Ribeiro, A.M. 1999. A new Early Late Triassic saurischian
398 dinosaur from Rio Grande do Sul State, Brazil. *National Sciences Museum Monographs* **15**: 89–
399 109.
- 400 Bonaparte, J.F., Ferigolo, J., Ribeiro, A.M. 2001. A primitive Late Triassic ‘ictidosaur’ from
401 Rio Grande do Sul, Brazil. *Palaeontology* **44**(4): 623–635.
- 402 Bonaparte, J.F., Martinelli, A., Schultz, C.L., Rubert, R. 2003. The sister group of mammals:
403 small cynodonts from the Late Triassic of Southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*
404 **5**: 5–27.
- 405 Bonaparte, J.F., Schultz, C.L., Soares, M.B., Martinelli, A. 2010. La fauna local de Faxinal do
406 Soturno, Triássico Tardío de Rio Grande do Sul, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*
407 **13**(3): 1–14.
- 408 Bonaparte, J.F., Sues, H.D. 2006. A new species of Clevosaurus (Lepidosauria:
409 Rhynchocephalia) from the Upper Triassic of Rio Grande do Sul, Brazil. *Palaeontology* **49**:
410 917–923.
- 411 Bortoluzzi, C. A. 1974. Contribuição à geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul,
412 Brasil. *Pesquisas* **4**: 1-101.
- 413 Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., Fan, J. -X. 2015. The ICS International
414 Chronostratigraphic Chart. *Episodes* **36**: 199-204.
415
- 416 Cisneros, J.C., Schultz, C.L. 2003. *Soturnia caliodon* n. g. n. sp., a procolophonid reptile from
417 the Upper Triassic of Southern Brazil. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie* **227**: 365–380.
418
- 419 Da Rosa, Á. A. S., Faccini, U. F. 2005. Delimitação de blocos estruturais de diferentes escalas
420 em seqüências mesozóicas do Estado do Rio Grande do Sul: implicações bioestratigráficas.
421 *Gaea* **1**:16-23.
422
- 423 Dias-Da-Silva, S., Dias, E.V., Schultz, C.L. 2009. First record of stereospondyls (Tetrapoda,
424 Temnospondyli) in the Upper Triassic of Southern Brazil. *Gondwana Research* **15**(1):131–136.
425
- 426 Dornelles, J.F. 1990. Registro sobre a ocorrência de dentes de um arcossáurio para a Formação
427 Caturrita, Triássico Superior do Rio Grande do Sul. *Ciência & Natura* **12**:99–101.
428
- 429 Dutra, T. L., Faccini, U. 2002. First record of vegetative shoots of conifer associated to seed
430 cone and wood in the Late Triassic of Southern Brazil. *I International Paleontological*
431 *Congress*. Sidney. p. 203.
432
- 433 Faccini, U. F. 1989. *O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: uma análise sob o ponto de vista*
434 *das Sequencias Depositionais*. MS dissertation. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
435 Porto Alegre. 130p.
- 436
- 437 Faccini, U. F. 2000. *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: Estilos*
438 *Depositionais versus Espaço de Acomodação*. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio
439 Grande do Sul, Porto Alegre, 332p.
440

- 441 Ferigolo, J., Langer, M.C. 2006. A Late Triassic dinosauriform from south Brazil and the origin
442 of the ornithischian predeontary bone. *Historical Biology* **19**(1): 23–33.
- 443 Horn, B. L. D., Melo, T. P., Schultz, C. L., Phillip, R. P., Kloss, H. P., Goldberg, K. 2014. A
444 new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin,
445 Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. *Journal*
446 *of South American Earth Sciences* **55**:123-132.
- 447
448 Jabur, I. C. 1979. *Paleocorrentes da Formação Botucatu entre os graus de Jaguarí e São*
449 *Francisco de Assis e algumas considerações sobre o Grupo São Bento, RS*. MS dissertation.
450 Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 87p.
- 451 Jabur, I. C. 1985. O Grupo São Bento no Rio Grande do Sul. *Boletim de Geografia UEM* **3**(3):
452 109:152.
- 453 Katoo, Y., 1971. *Conchostráceos mesozoicos do Sul do Brasil: contribuição à estratigrafia das*
454 *formações Santa Maria e Botucatu*. Ph. D. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
455 Porto Alegre, 88p.
- 456 Kischlat, E. E., Lucas, S. G. 2003. A phytosaur from the Upper Triassic of Brazil. *Journal of*
457 *Vertebrate Paleontology* **23**:464–467.
- 458 Langer, M.C., Ecurra, M.D., Bittencout, J.S., Novas, F. 2009. The origin and early evolution of
459 dinosaurs. *Biological Reviews* **85**:55–110.
- 460
461 Leal, L. A., Azevedo, S. K., Kellner, A.W., Da Rosa, A.S. 2003. A new early dinosaur
462 (Sauropodomorpha) from the Caturrita Formation (Late Triassic), Paraná Basin, Brazil. *Zootaxa*
463 **690**:1–24.
- 464
465 Machado, J. L. F. 2005. *Compartimentação especial e arcabouço hidroestratigráfico do sistema*
466 *aquífero Guarani no Rio Grande do Sul*. PhD Thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos,
467 São Leopoldo, 237p.
- 468 Martinelli, A., Bonaparte J.F., Schultz, C.L., Rubert, R. 2005. A new tritheledontid from the
469 Late Triassic of Brazil and its phylogenetic relationships among carnivorous non-mammalian
470 eucynodonts. *Ameghiniana* **42**: 191–208.
- 471
472 Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento*
473 *com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. PhD Thesis. Universidade Federal
474 do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 p.
- 475
476 Montefeltro, F. C., Langer, M. C., Schultz, C. L. 2010. Cranial anatomy of a new genus of
477 hyperodapedontine rhynchosaur (Diapsida, Archosauromorpha) from the Upper Triassic of
478 Brazil. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **101**
479 (1): 27-52.
- 480
481 Silva, R. C., Barboni, R. Dutra, T., Godoy, M. M., Binotto, R. B. (2012). Footprints of large
482 theropod dinosaurs and implications on the age of Triassic biotas from Southern Brazil. *Journal*
483 *of South American Earth Sciences* **39**:16-23.
- 484
485 Santi Malnis, P.; Kent, D. V., Colombi, C. E., Geuna, S. E. 2011. Quebrada de la Sal
486 magnetostratigraphic section, Los Colorados Formación, Upper Triassic Ischigualasto-Villa
487 Unión basin, Argentina. *Latinmag* **1**(15): 1-7.

488
489 Soares, M.B., Schultz, C.L., Horn, B.L.D., 2011. New information on *Riograndia guaibensis*
490 Bonaparte, Ferigolo and Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Tritheledontidae) from the Late Triassic
491 of southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications. *Anais da Academia Brasileira*
492 *de Ciências* **83**(1):329-354.
493
494 Rohn, R., Dutra, T. L., Cabral, M. V. B. 2014. Conchostráceos como evidência de níveis
495 jurássicos na Formação Caturrita, Faxinal do Soturno, Rio Grande do Sul, Brasil. *Geologia*
496 *USP, Série científica* **14**(1):3-20
497
498 Zerfass, H., Lavina E. L., Schultz, C. L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F., Chemale Jr F. 2003.
499 Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to
500 Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology* **161**:85–
501 105.
502
503
504
505
506
507
508
509
510
511
512
513
514
515
516
517
518
519
520
521
522
523
524
525
526
527
528
529
530
531
532
533
534
535
536
537
538
539
540
541
542



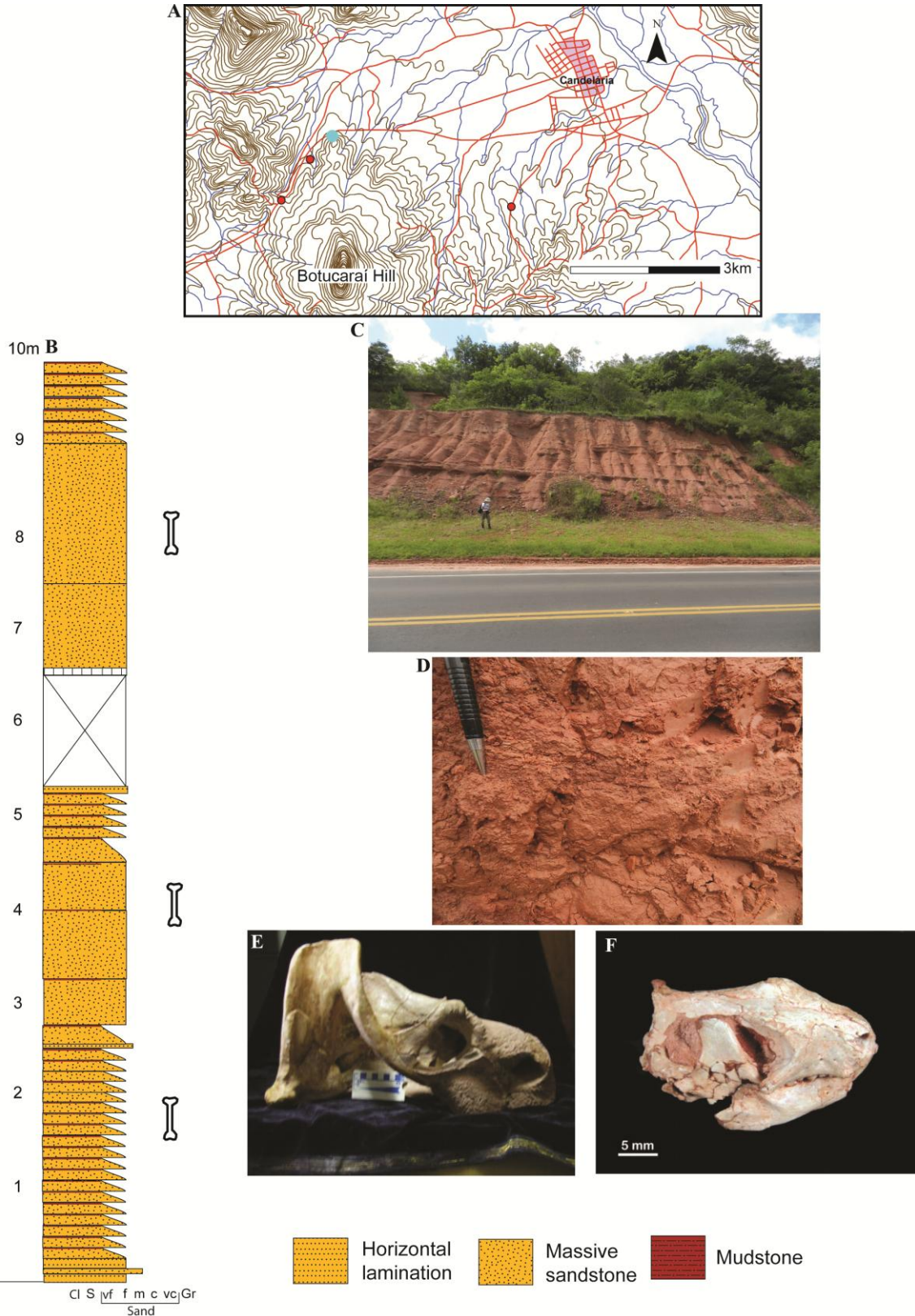
543
 544 **Figure 1-** Location of the main cities in central Rio Grande do Sul State and the studied outcrops from
 545 the Botucaraí Formation. M: Mata; SP: São Pedro do Sul; SM: Santa Maria; FX: Faxinal do Soturno; A:
 546 Agudo; C: Candelária; SC; Santa Cruz do Sul; RP: Rio Pardo.
 547

548
 549
 550
 551

	Lithostratigraphy				Sequence Stratigraphy		
	Bortoluzzi 1974	Andreis <i>et al</i> 1980	Faccini 2000	This work	Zerfass <i>et al</i> 2003	Horn <i>et al.</i> 2014	
Cretaceous	Serra Geral Formation	Serra Geral Fm	Serra Geral Fm	Serra Geral Fm			
	Botucatu Fm	Botucatu Fm	Botucatu Fm	Botucatu Fm			
Jurassic	Botucatu Fm	Botucatu Fm	Guará Formation*	Guará Formation*			
	Caturrita Mb.				Jurassic unit		
Triassic	São Bento Group	Santa Maria Formation	Rosário do Sul Group	Rosário do Sul Group	Mata sandstones?*	Sequence III	Mata Sequence
					Caturrita Formation	Caturrita Formation	
	Carnian	Passo das Tropas Facies	Alemoa Member	Alemoa Member	Botucaraí Fm	Sequence II	Candelária Sequence
					Alemoa Mb		
Ladinian		Passo das Tropas Member	Passo das Tropas Member	P.T. Mb	Sequence I	Santa Cruz Sequence	
				Alemoa Mb			Pinheiros Chiniquá Sequence
Anisian							

552
 553 **Figure 2-** Lithostratigraphic chart of the Mesozoic units in the Paraná Basin. *Informal units. Ages
 554 according to Cohen *et al.* 2015.
 555

556



558
 559 **Figura 3-** A: Location of the Botucaraí Hill and stratotype sections. The blue dot is the localization of the
 560 first stratotype. B: Lithological log of the outcrop. C: Overview of the outcrop. D: Detail of the very fine,
 561 massive sandstones in the outcrop. E: *Jachaleria candelariensis*; F: *Riograndia guibensis*, genera found
 562 in the outcrop.

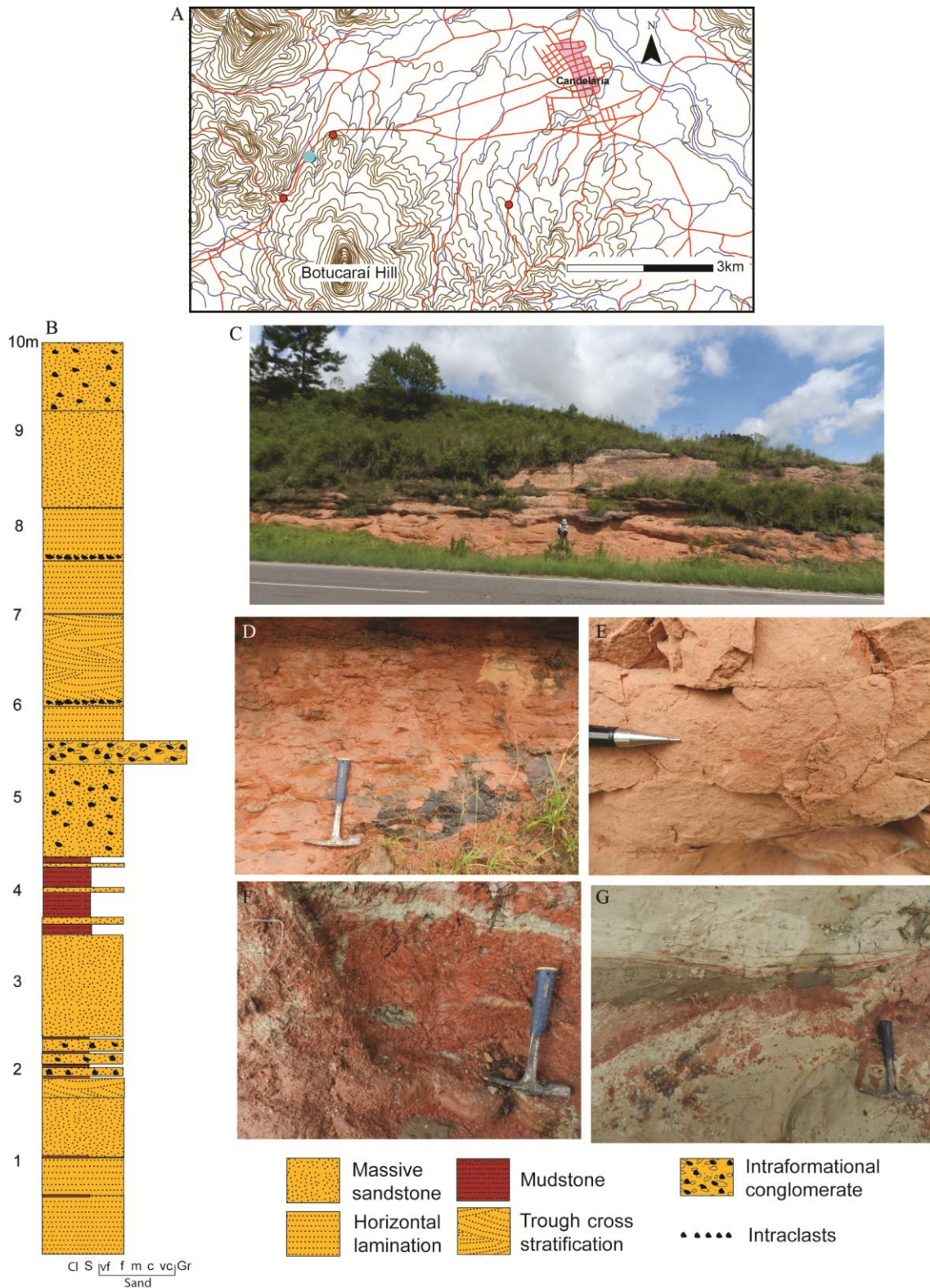
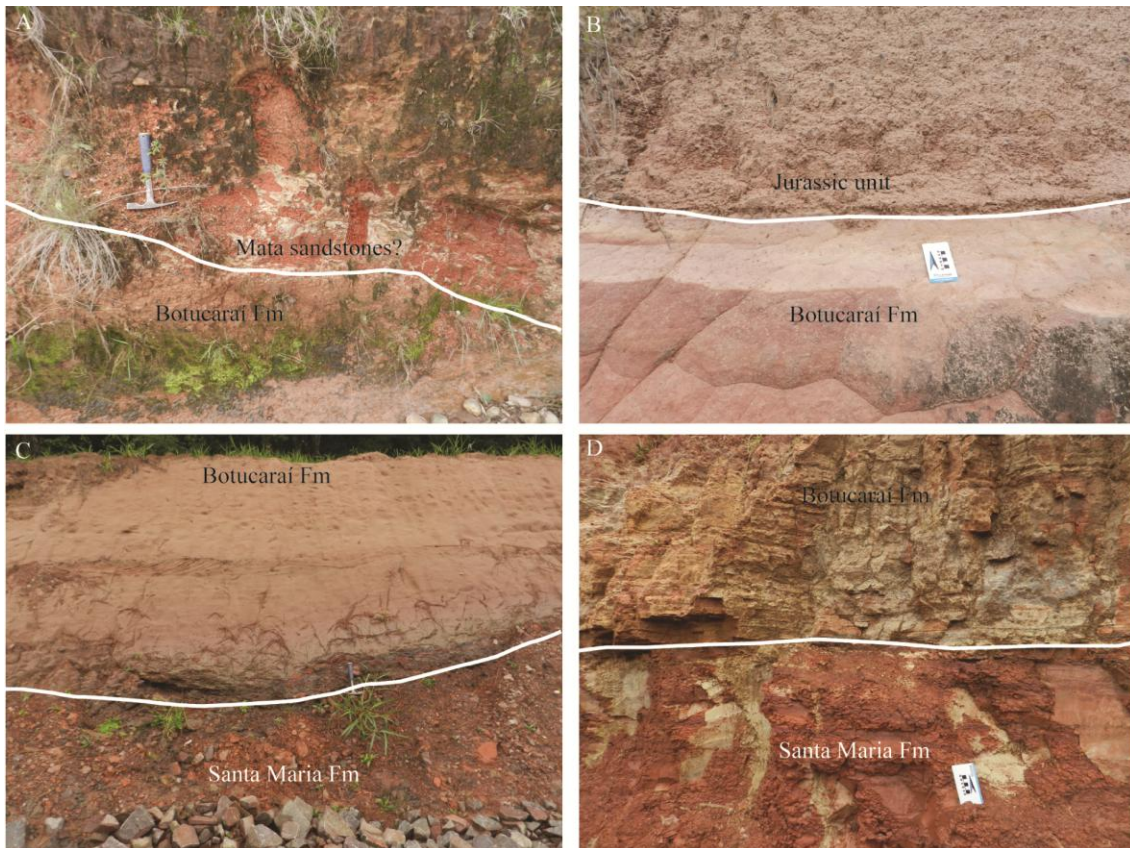


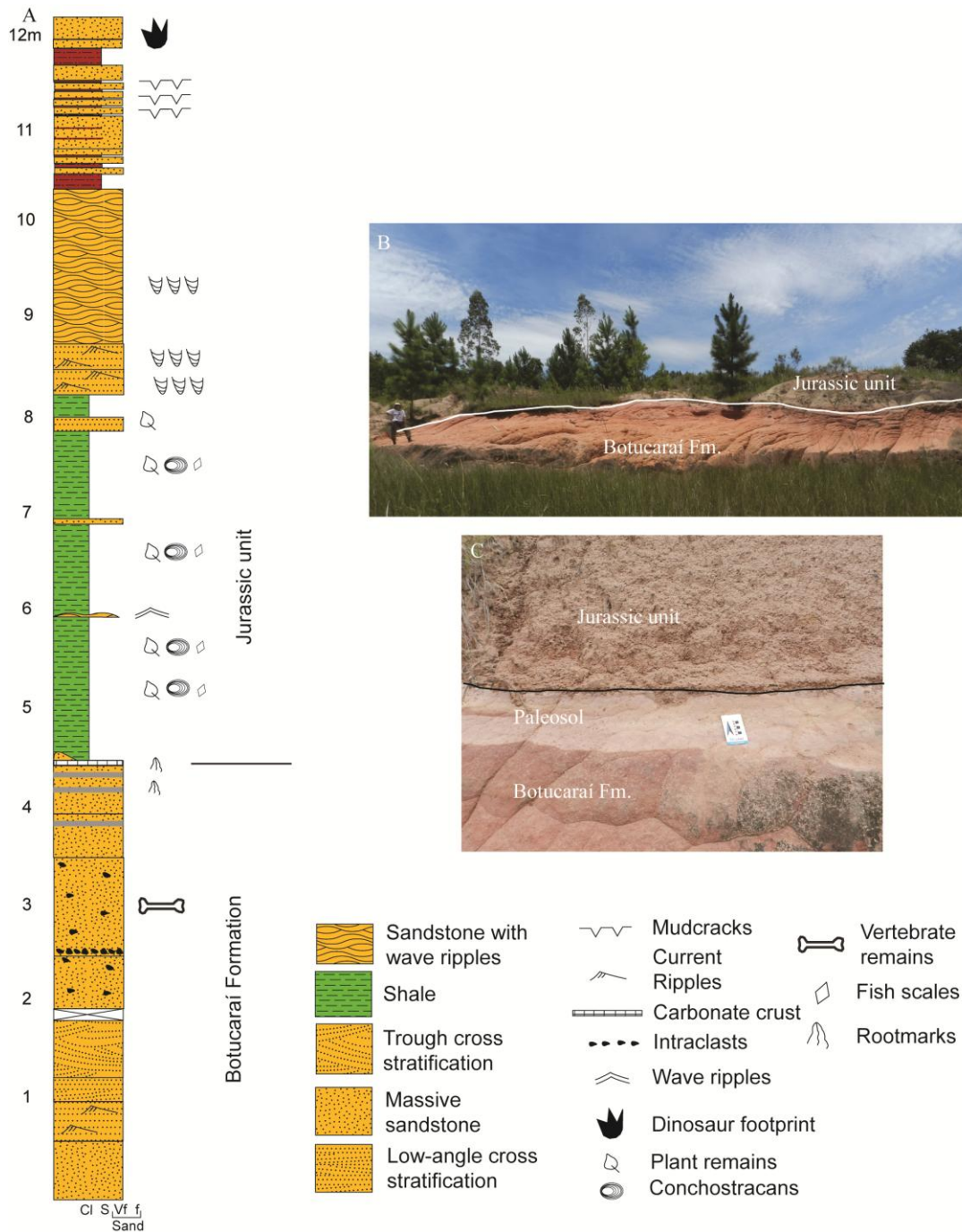
Figura 4- A: Location of the Botucaraí Hill and stratotype sections. The blue dot is the location of the second stratotype. B: Lithological log of the outcrop. C: Overview of the outcrop. D: Overview of the fine, massive sandstones. E: Detail of the fine, massive sandstones with mud intraclasts. F: Detail of the red mudstones; G: Detail of the mud intraclasts in the massive sandstone.

573
574
575
576
577
578
579



580
581 **Figura 5-** Upper and lower boundaries of the Botucaraí Formation. A: Contact between the overlying,
582 intraformational conglomerates of the Mata sandstones (probably) and centimetric sets of mud –draped,
583 massive sandstones (Botucaraí Formation). B: Contact between the overlying Jurassic red shales and the
584 massive sandstones of the Botucaraí Formation. C: Erosive contact between the basal intraformational
585 conglomerates (overlain by sandstones) of the Botucaraí Formation and the underlying red mudstones of
586 the Santa Maria Formation. D: Contact between the centimetric sets of mud-draped massive sandstones
587 (Botucaraí Formation) and the underlying massive mudstones with pedogenic alteration of the Santa
588 Maria Formation.

589
590
591



592
 593 **Figure 6-** A: Lithological log of the outcrop. B: Overview of the outcrop, showing the unconformity
 594 between the Botucaraí Formation and the overlying Jurassic unit. C: Detailed of the boundary, showing
 595 the contact between the underlying massive sandstones, affected by pedogenic processes, of Botucaraí
 596 Formation with red siltstones and shales from the Jurassic unit.

597
 598
 599
 600
 601
 602
 603
 604
 605

606
607
608
609
610



Bruno Horn <brunoldhorn@gmail.com>

Acknowledgement of receipt of your submitted article

1 mensagem

Palaeo-3 <palaeo-eo@elsevier.com>
Para: brunoldhorn@gmail.com

9 de maio de 2016 08:50

Dear Mr. Horn,

Your submission entitled "A LOESS DEPOSIT IN THE LATE TRIASSIC OF THE PARANÁ BASIN, BRAZIL? DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE SANTA MARIA SUPERSEQUENCE AND SIGNIFICANCE TO GLOBAL PALEOCLIMATE" has been received by Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

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

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

1 A LOESS DEPOSIT IN THE LATE TRIASSIC OF THE PARANÁ
2 BASIN, BRAZIL? DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE
3 SANTA MARIA SUPERSEQUENCE AND SIGNIFICANCE TO
4 GLOBAL PALEOCLIMATE

5 BRUNO LUDOVICO DIHL HORN ^{1,2}, KARIN GOLDBERG² AND CESAR LEANDRO
6 SCHULTZ²

7

8 ¹CPRM/Geological Survey of Brazil, Superintendência Regional de Recife, Av. Sul, 2291, Recife, PE,
9 Brazil

10 ²Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves,
11 9500, Porto Alegre, RS, Brazil.

12

13

14 Corresponding author: Bruno Ludovico Dihl Horn

15 CPRM/Geological Survey of Brazil, Superintência Regional de Recife,

16 Adress: Av. Sul, 2291, Recife, PE, Brazil CEP50770-011

17 Fone: +55 81 3316 1427

18 *brunoldhorn@gmail.com*

19

20

21

22

23

24

25

26 ABSTRACT

27 Global climate in the Middle to Late Triassic is considered mainly semi-arid with strong
28 seasonal variation. This climatic setting propitiates the formation of climatically-
29 controlled depositional systems such as dust deposits and ephemeral rivers. Loess
30 deposits are increasingly being recognized within pre-Quaternary sedimentary
31 sequences. Until recently, the lack of criteria for loess identification rendered difficult
32 the interpretation of ancient deposits. The Santa Maria Supersequence was deposited in
33 the Middle to Late Triassic and still lacks a full understanding of its depositional
34 systems. This work aims to characterize the depositional systems of this time interval in
35 the Paraná Basin and discuss their paleoclimatic significance through the use of field,
36 chemical and paleontologic data. The depositional system comprises four facies
37 associations: braided river, dry mudflat, distal sheetflood and sheet delta. Dry mudflat
38 facies association dominates in the Pinheiros-Chiniquá and Santa Cruz Sequences, and
39 sheetflood delta facies association occurs only in the Candelária Sequence. Evidence for
40 loess deposits includes the absence of floodplain feeding channels, thick, structureless
41 siltstone bodies, the overwhelming dominance of grain-size mode in 0.0031mm and age
42 dispersion of dated zircons. Throughout the Santa Maria Supersequence, the chemical
43 index of alteration indicates semi-arid climate, in agreement with global-scale
44 paleoclimatic conditions. However, during the Carnian the abundance of calcrete
45 decreased and the occurrence of aquatic and semi-aquatic fauna increased, implying an
46 increase in humidity in this interval. Other fossiliferous basins in Gondwana recorded
47 the same short-lived, humid event. The humid peak may be associated with the Carnian
48 "Wet Intemeyzo", related with the development of the Wrangellian large igneous
49 province (LIP).

50

51 Key-Words: Triassic; Loess; Ephemeral fluvial, Santa Maria Supersequence; Carnian
52 Pluvial Event

53

54

55 **INTRODUCTION**

56 Global climate in the Middle to Late Triassic is considered arid to semi-arid in interior
57 Gondwana, with intense evaporation through most of the year (Sellwood and Valdes,
58 2006). Climates like these favor the deposition of eolian and ephemeral fluvial
59 sediments. Loess, or terrestrial eolian silt, covers a substantial area of mid-to high-
60 latitude surface today, and it is recognized as a high-fidelity archive of climate change
61 and atmosphere circulation for the Plio-Pleistocene (Soreghan et al. 2008; Muhs and
62 Bettis, 2003). Its deposition is commonly associated with arid to semi-arid climate
63 settings, near desert areas or in orogeny shadow zones (Pye, 1995).

64 Loess deposits are increasingly being recognized within pre-Quaternary sedimentary
65 sequences. Until recently, the lack of criteria for loess interpretation rendered difficult
66 the interpretation of ancient deposits. Soreghan et al. (2007) reinterpreted some
67 floodplain deposits in the continental U.S. as Paleozoic loess deposits, providing criteria
68 to differentiate loess deposits in ancient settings. Following that work, some other
69 deposits formerly interpreted as floodplain were re-interpreted as loess deposits, mainly
70 in the middle Permian (Foster et al. 2014; Sweet et al. 2013).

71 The Santa Maria Supersequence (Zerfass et al. 2003) comprises Middle to Late Triassic
72 deposits in the Paraná Basin, correlative to southern and northern Pangaea deposits
73 (Schultz *et al.* 2000; Lucas, 1998) that bear many sedimentary proxies indicative of arid
74 to semi-arid conditions (Holz, 2015). The presence of early dinosaur and early

75 Mammalian fossils makes this Supersequence important for the understanding of
76 life and climate in southern Gondwana during the early Mesozoic. However, several
77 doubts about the depositional systems in this Supersequence, and how they vary in the
78 Late Triassic in response to climate and base-level changes, still persist. Recently some
79 authors have attributed the sedimentary changes and paleontological overturn recorded
80 in various Triassic basins to an unusual wet interval occurred around 233-227 Ma, due
81 to the eruption of a large igneous province (LIP), the Wrangellia LIP, which is now
82 accreted to western North America (Greene et al. 2010; Ogg, 2015).

83 This paper aims at describing the presence of climate-sensitive sediments (calcrete,
84 loess and ephemeral fluvial) of the Santa Maria Supersequence in the Paraná Basin,
85 discussing the depositional environments and paleoclimate of this unit and how it
86 relates to Gondwana climate.

87 **GEOLOGICAL SETTING**

88 The Santa Maria Supersequence is the Triassic deposits in the Paraná Basin, a large,
89 NE-SW-elongated intracratonic basin in South America with a surface area of
90 approximately 1,700,000 km² in Paraguay, Uruguay, Argentina and Brazil (Fig. 1 A).

91 This basin evolved during the Paleozoic and Mesozoic, comprising a sedimentary
92 package deposited between the Late Ordovician and the Late Cretaceous.

93 Sequence stratigraphic framework for Triassic beds in the Paraná Basin was first
94 proposed by Zerfass et al. (2003), dividing the package in three third-order sequences.
95 Lately, Horn et al. (2014) included a fourth sequence (Santa Cruz Sequence,
96 *Santacruzodon* Assemblage Zone(AZ), Carnian), changing the names of the previous
97 third-order sequences to Pinheiros-Chiniquá (*Dinodontosaurus* AZ, Ladinian-Carnian),
98 Candelária (*Hyperodapedon* and *Riograndia* AZ, Carnian-Norian) and Mata (Rhaetic)

99 (Soares *et al.* 2011). The ages in the Santa Maria Supersequence are based on
100 biostratigraphic correlation with Argentinian fauna. The Santa Cruz Sequence was
101 recently dated by U-Pb in detrital zircons as 236.1Ma (Phillip *et al.* 2016). The Santa
102 Maria Supersequence is equivalent to the Triassic Gondwana II Supersequence of
103 Milani and Ramos (1998), which occurs only in southern Brazil.

104 Lithostratigraphically the Sequences Pinheiros-Chiniquá (PCS), Santa Cruz (SCS) and
105 Candelária (CS) are attributed to the Santa Maria Formation (Gordon Jr, 1947). The
106 Santa Maria Formation is composed of the basal Passo das Tropas Member, with
107 conglomeratic to coarse-grained sandstones with abundant mud clasts and locally plant
108 and insect remains, and the top Alemoa Member, with red-colored massive mudstones
109 with occasional stratification and abundant vertebrate fossil remains (Zerfass *et al.*
110 2003). In fact, each one of the third order sequences (PCS, SCS and CS) begins with
111 conglomeratic deposits that are followed by fine grained layers. The upper portion of
112 CS is attributed to Caturrita Formation (Andreis *et al.*, 1980). Despite the recent work on
113 sequence stratigraphy focusing on the stratigraphic evolution of the Triassic package,
114 the paleontological community relies heavily on the lithostratigraphic nomenclature due
115 to the occurrence of vertebrates consistently in the red mudstones of the Alemoa
116 Member. Since this work aims at discussing the depositional environments and their
117 relation with the vertebrate fossils, facies description and further discussion will dwell
118 on the lithostratigraphic units.

119

120 **MATERIAL AND METHODS**

121 In order to discuss the depositional environments and paleoclimate settings, two
122 different approaches were taken: (1) Facies analysis and (2) the use of the Chemical

123 Index of Alteration (CIA) as a proxy for degree of chemical weathering and thus
124 humidity (Goldberg and Humayun, 2010). Facies analysis was based on the description
125 of 111 outcrops (Fig. 1B), with construction of lithologic logs at 1:50 scale and the
126 systematic measurement of paleocurrents. Facies description included color, grain size,
127 roundness, sorting and grain composition, bed geometry, sedimentary structures and
128 fossil content. The lithofacies were divided according to the lithostratigraphic units,
129 summarized on Tables 1 and 2. Facies codes were adapted from the lithofacies codes
130 proposed by Miall (1985).

131 The calculation of CIA was based on the elemental concentrations of Ca, Al, Na and K
132 in 9 mudrock samples from the Alemoa Member in the different sequences. For major-
133 element analysis, the samples were hand-ground in agate mortars and transferred to
134 centrifuge tubes. As some of the samples contained significant diagenetic calcite, 50%
135 acetic acid was added prior to the analysis to remove carbonates. The vials were then
136 sealed and heated at 160° for 12h. Elemental concentrations were measured in an
137 optical emission spectrometer with inductively-coupled plasma, with quantification
138 n=3, and 0,01mg/g detection limit for Na and 0,001mg/g for K. Results in mg/g were
139 recalculated to oxides before CIA calculation. The results of CIA for samples 1 through
140 9 are shown in Table 3.

141 **FACIES ANALYSIS**

142 **Intraformational conglomerate (Gi)**

143 This facies is different in each of the members of the Santa Maria Formation. In the
144 Alemoa Mb., it consists of laterally continuous, reddish, clast- supported, massive
145 conglomerates with granule-sized mud and carbonate intraclasts and bone fragments
146 (Fig. 2A). The matrix is formed of reddish, very fine- to silty sandstones. This facies

147 commonly has erosive base, and layers with thickness ranging from 0.2 m to 1m. It may
148 be associated with Sh, Sr and Sw.

149 In the Passo das Tropas Mb., the mud clasts may reach cobble size, and are mixed with
150 quartz and plutonic granules and pebbles (Fig. 3A). The matrix is composed of fine-
151 grained, quartzose sandstones.

152 In both members, mud and carbonate clasts are angular to round, with no orientation.

153 This facies may contain disarticulated vertebrate and plant remains.

154 The Gi facies is interpreted as product of an erosive flow in which the basal portion
155 erodes and incorporates floodplain or channel mud with mudcracks and carbonate soil
156 horizons (Glennie, 1970).

157 **Trough cross-stratified conglomerates (Gt)**

158 This facies occurs only in the Passo das Tropas Member and consists of clast-supported
159 conglomerates, with sub-rounded granules and pebbles, medium-sand matrix and trough
160 cross stratification (Fig. 3B). It forms tabular or lenticular layers, up to 1 m thick,
161 commonly with erosive bases. Locally mud intraclasts may occur along the
162 stratification, or along the basal contact, with granule- to cobble- sized mud clasts. The
163 Gt facies is commonly associated with Gi, Gh and St facies.

164 The trough cross-stratified conglomerates (Gt) are interpreted as formed by the
165 migration of asymmetric, sinuous-crested gravel dunes (Miall, 1977; Harms et al., 1982;
166 Collinson et al., 2006).

167 **Horizontally-laminated conglomerates (Gh)**

168 This facies also occurs only in the Passo das Tropas Member, and consists of clast-
169 supported with horizontal stratification (Fig. 3C). Clasts are sub-rounded granules to
170 pebbles, immersed in medium sand matrix, locally with normal grading. The dominant
171 class is granule-sized quartz grains, but locally plutonic and gneiss clasts are present.
172 Pebble- to cobble-sized mud intraclasts may occur along the layer base. Individual beds
173 are decimetric to metric, tabular or lenticular, occurring with Gt, St and Sh facies.
174 The horizontally-laminated conglomerate is product of channel lag transport and
175 deposition in rapid flow, where the sheet of gravel lengthens downstream faster than it
176 aggrades, generating flat stratification (Hein and Walker, 1977; Miall, 1996).

177 **Massive sandstones (Sm)**

178 This facies occurs only in the Alemoa Mb. and consists of yellowish, massive, very fine
179 to fine sandstones that form lenticular beds with thickness between 0.1 and 0.5 m. These
180 rocks are generally heavily bioturbated (Fig. 2B).

181 The Sm facies is interpreted as product of sediment gravity flows (Miall, 1996), or
182 destruction of previous stratification by bioturbation.

183 **Trough cross-stratified sandstones (St)**

184 In the Alemoa Mb., the cross-stratified sandstones (St) consist of laterally continuous
185 beds, 0.2 to 0.3m thick, of yellow, reddish-brown, fine to conglomeratic sandstones
186 with trough cross stratification (Fig. 2C). The St facies is rare and occurs in association
187 with Sh and Gi facies. Locally this facies bears vertebrate fossils.

188 In the Passo das Tropas Mb., St facies is typically white-colored, coarse sandstones with
189 a quartzose composition. It occurs as tabular or lenticular layers, up to 1 m thick,
190 commonly with erosive base (Fig. 3D). A basal conglomeratic lag composed of granule-
191 to cobble-sized mud intraclasts and granule- to pebble-sized lithic clasts may be present.

192 Locally mud intraclasts are distributed along the stratification. This facies is usually
193 associated with Gi, Sh, Sr and Fl facies.

194 The trough cross-stratified sandstones (St) are interpreted as deposition under lower
195 flow regime in turbulent stages during flow, generating asymmetric, sinuous dunes
196 (Miall, 1977; Harms et al., 1982; Collinson et al., 2006).

197 **Low-angle cross-stratified sandstones (Sl)**

198 The low-angle cross stratified sandstones consists of laterally continuous beds, with sets
199 0.4 to 0.5m thick, of yellow, reddish to grayish, fine to medium sandstones with low-
200 angle cross stratification (Fig. 2D). The Sl facies is rare in the both Members, occurring
201 in association with Sh and Gi facies.

202 The low-angle cross-stratified sandstones are interpreted as humpback or washed-out
203 dunes on the transition between subcritical and supercritical flows (Harms et al., 1982;
204 Bridge and Best, 1988), in conditions of rapid variation of flux velocities and depth.

205 **Planar sandstones (Sh)**

206 This facies consists of yellowish, very fine to coarse-grained, horizontally laminated
207 sandstones in lenticular or tabular beds with thickness between 0.1 and 0.5 m. In the
208 Alemoa Mb. it is associated with rippled sandstones (Sr), with moderate to heavy
209 bioturbation, and locally conchostracan fossils. Mud drapes are common between Sh
210 beds.

211 In the Passo das Tropas Mb, stratification in the Sh facies is marked by grain-size
212 variations (Fig. 3E).

213 This facies is interpreted as generated by transition between subcritical to supercritical
214 flows, when in upper plane bed conditions (Miall, 1996). This transition is documented

215 on sandy high energy sheetfloods or in shallow fast flows, like the distal portion of
216 sheetflood splays over a floodplain (McKee, et al 1967; Tunbridge, 1981).

217 **Current-rippled sandstones (Sr)**

218 The Sr facies occur in both Members of the Santa Maria Fm. It comprises red to yellow,
219 locally grayish, very fine to medium sandstones with current or climbing ripples in sets
220 about 5 cm thick of subcritical to critical (Fig. 2E and 3F). The lenticular layers
221 between 0.1 and 0.5 m thick may be capped by mud drapes, usually associated with the
222 wave-rippled sandstones (Sw) and laminated mudstone (Fl) in the Alemoa Mb. In the
223 Passo das Tropas Mb. Sr occurs on top of channel macroforms, but it is not a common
224 facies.

225 The unidirectional, subcritical ripples are interpreted as a product of subaqueous ripple
226 migration under unidirectional, lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977; 1996),
227 preferentially after peak flooding in slowly decreasing water flow. Sandstones with
228 critical ripples are interpreted as formed with the rapid decline of flood waters from
229 upper to lower flow regime conditions, when sheetfloods intercepts a water body
230 (Smoot and Lowenstein, 1991).

231 **Wave rippled sandstones (Sw)**

232 This facies occurs only in the Alemoa Mb. on Candelária Sequence. It is characterized
233 by reddish to gray, fine to medium sandstones with wave-ripple lamination (Fig. 2F).
234 Lenticular, decimetric layers display wave lengths ranging from 0.1 to 1 m. Some beds
235 display undulated tops locally draped by mud films. This facies may have moderate to
236 heavy bioturbation by *Skolithos* (Netto, 2007).

237 The small-scale ripples are interpreted as product of reworking by oscillatory flows
238 associated with currents (Allen, 1982; Leeder, 2011). Large-scale bedforms (> 0.5m)

239 are interpreted as deposition from combined flows (Dumas, et al. 2005; Leeder, 2011)
240 in marginal lacustrine settings.

241 **Laminated Mudstones (Fl)**

242 This facies consists of red, laminated clayey to silty mudstones (Fig. 2G and 3G). It
243 may either occur as mud drapes, a few millimeters thick, on top of sandstone beds, or as
244 centimetric to decametric tabular siltstone layers, 1 to 5 m thick.

245 In the Alemoa Mb., the occurrence of Fl as mud drapes is very common. This facies is
246 commonly associated with rippled sandstones (Sr/Sw) and intraformational
247 conglomerates (Gi). In the Passo das Tropas Mb., it occurs as drapes and lenticular
248 layers.

249 The Fl facies is interpreted as suspension settling from standing water in floodplains or
250 shallow lake settings (Rogers and Astin, 1991; Mángano et al. 1994).

251 **Massive siltstones (Fm)**

252 This facies comprises reddish, massive siltstones in laterally continuous beds between 1
253 and 4 m thick (Fig. 2H). This is the most common lithofacies of the Alemoa Mb. The
254 siltstones are calcite-cemented and well-sorted. Grain-size analysis of this facies in the
255 Pinheiros-Chiniquá and Santa Cruz Sequences showed a dominance of medium to
256 coarse silt, with mode at 0.031 mm (Fig. 4). The grain-size histograms for this facies
257 show the positive skew in medium silt, with a fine tail.

258 In the Passo das Tropas Mb., the Fm facies is composed of massive clayey siltstones,
259 0.3-0.4 m thick.

260 This facies occurs dominantly alone (in the Alemoa Mb.), but it can be associated with
261 Gi, Sm or Sh facies (in the Passo das Tropas Mb.). Vertebrate remains may be present
262 in this facies.

263 The Fm facies is interpreted as resultant from suspension settling on overbank areas
264 during floods, or inside-channel standing water (Miall, 1977; 1996; Foix et al, 2013),
265 with contribution of eolian dust (see “Discussion” below). The association with small
266 lenses of cross-laminated, very fine sandstones suggests reworking of wind suspension
267 deposits, later modified by pedogenetic processes (Miall, 1977; Fisher et al. 2008). In
268 some places, pedogenesis was intense enough to give rise to paleosol horizons (facies P
269 below).

270 **Paleosols (P)**

271 The facies P occurs only in the Alemoa Mb. It is composed of yellowish to orange,
272 massive siltstones with root marks, slickensides and locally vertical cracking (Fig. 5A),
273 as well as reddish, massive siltstones with abundant calcite concretions, crusts and root
274 casts (calcretes) (Fig. 5B). It typically superposes the facies Fm..

275 This facies is interpreted as a product of pedogenetic processes that modified fine-
276 grained fluvial and/or eolian sediments in the overbank areas, forming paleosol horizons
277 (Retallack, 2001; Wright, 2007).

278

279 **FACIES ASSOCIATIONS**

280 The facies described for the Alemoa and Passo das Tropas Members of the Santa Maria
281 Formation can be grouped into four facies associations (F.A.): 1) Braided river, 2) Dry
282 mudflat, 3) Distal Sheetflood, and 4) Sheet Delta.

283 Braided river F.A.

284 This facies association consists of laterally extensive, tabular beds with erosive bases
285 superposed by facies Gi, Gt, Gh, Gm, Sh, St, Sr and Fl. Paleocurrent data indicates
286 paleoflow to the north. In proximal settings Gt and Gh are predominant, and cobble-
287 sized sandy and mud intraclasts along intrachannel scours are common (Fig. 6). In distal
288 settings, St is predominant, and it is commonly composed of quartzose sandstones with
289 a basal, intraclastic lag. This is the only facies association to commonly show lithic
290 clasts mixed with mud intraclasts. The channel-fill deposits are composed of several
291 facies, such as Gi, Sh, St, Sr and Fl. Locally these deposits comprise macroforms with
292 lateral accretion surfaces, with the Gi-Sh-St succession in sloping lenticular beds,
293 overlain by a centimetric Fl layer (Fig.7). The presence of cross strata indicating
294 paleoflow to the SW is possibly due to the complex nature of flow conditions, with
295 reverse-flow eddies forming in accretion zones (Leeder, 2011).

296 Vertically stacked Gi, Sh, St, Sr and Fl facies, from base to top, are interpreted as a
297 decelerating flow (Mckee, 1967; Tunbridge, 1981; Fisher et al. 2007). The presence of
298 intrachannel mud layers suggests the ephemeral characteristic for this system (Plink-
299 Björklund, 2015). In some outcrops lenticular Fl beds within channels are interpreted as
300 intra-channel ponds formed by accumulation of water in topographic depressions.
301 Fisher et al. (2008) shows that, on Douglas Creek terminal fan, these areas are favorable
302 locals for vegetation growth in dry climates and normally contain insect fauna
303 associated.

304 The facies, geometry and stacking in this F.A. is very similar to the "shallow, gravely,
305 braided river" of Miall (1985), but distally it evolves into a sandy variant of this model,
306 where lateral accretion (LA) macroforms occur.

307 Dry mudflat F. A.

308 This facies association is the most abundant one in the Pinheiros-Chiniquá and Santa
309 Cruz sequences. It consists mainly of laterally extensive, tabular layers of massive
310 siltstones (Fm) with calcareous paleosol horizons (P). Locally small, discontinuous
311 lenses of very fine to fine sandstones (Sh, Sm, rarely St) point to the most distal reaches
312 of ephemeral streams. The large dominance of silt particles indicates an eolian dust
313 contribution to the floodplain, surely reworked by subsequent tractive processes related
314 to sheetflows, and by pedogenesis (Fig. 8).

315 The rarity of St and the absence of Sr, and the dominance of fine sediments suggest that
316 most of the sediments in this F.A. were deposited out of suspension from very low
317 velocity flows or in pools of standing water (Hupert and Hyde, 1982; Tunbridge, 1984).
318 The calcareous paleosols are dominantly calcretes with mixed phreatic and pedogenetic
319 characteristics (Da Rosa, 2005; Horn et al., 2013). This facies association is very similar
320 to the "rapidly aggrading mudflat", a type of dry mudflat proposed by Smoot and
321 Lowenstein (1991). The only difference is the absence of abundant mud cracks. That
322 can be explained by the erosive effect of sheetfloods that erode and incorporate the
323 dehydrated mud as mud chips in areas with flow deposition. Moreover, mud cracks are
324 not usually formed where eolian deposition dominates due to lack of water.

325 Distal Sheetflood

326 This association is composed of decimetric to metric, tabular beds of very fine to silty
327 sandstones comprising facies Sm, Sh, Sr and Fm. Massive intraformational
328 conglomerates (Gi) also occur, but this facies is rare. The succession is commonly
329 characterized by fining-upward deposits of Gi\Sh, Gi\Sr, usually capped by thin,

330 millimetric mud drapes, locally with dessication cracks at the top (Fig. 9). This facies
331 association is very common in the lower Candelária Sequence.

332 The vertical succession is characteristic of decelerating flow (Fisher et al. 2007). The
333 presence of Gi facies suggests that, in the initial stages, the flood retained some
334 erosional component (Fisher et al. 2008). Suppression of sedimentary structures in Sm
335 is thought to be caused by high concentrations of suspended sediment (Alexander et al.
336 2001).

337 This F.A. is interpreted as the distal portion of sheetfloods de-confined from proximal
338 channels due to changes in gradient or suspension load, as the flow spreads on the plain
339 (Hubert and Hyde, 1982). Its geometry and facies are similar to a crevasse splay
340 deposit, but the lack of an associated feeder channel and dominance of Sm in the
341 vertical succession suggest that these are sheetflood and not crevasse splay deposits.

342 Sheet Delta

343 This facies association is composed of tabular sandstone beds comprising facies Gi, St,
344 Sh, Sr, Sw, Sl, Fm and Fl. Paleocurrent data indicates paleoflow to the northeast. Sr and
345 Sw facies are very common, and locally the undulous stratification display wave lengths
346 of about 1 m (Fig. 10). Vertical successions of Gi\Sh and Gi\Sl are common, and Sh
347 beds locally have undulated tops. Load structures may also occur, as well as vertebrate
348 fossils.

349 This facies association is interpreted as a sheetflood delta forming in an underfilled or
350 ephemeral lake. As the flow entered the lake, flow velocities rapidly decreased,
351 resulting in the fining-upward vertical successions (Fisher et al. 2007). The associated
352 occurrence of Sr and Sw facies is interpreted as wave reworking of the sheetflood delta
353 deposits during the gap between flows, generating beach deposits (Renault and Owen,

1991). Deep lacustrine facies do not occur, and the presence of bedforms with wave lengths of about one meter suggests that the lake was less than 2 meters deep. The deposits in this facies association can be heavily bioturbated by *Skolithos*, ichnogenus commonly attributed to high energy settings (Netto, 2007). Locally the presence of mud cracks indicates that lake-level variation eventually exposed portions of the sheetflood delta. The predominance of wave reworking, along with *Skolithos*, suggests that periodically the deltas had no active deposition, allowing reworking by waves and infauna (Fisher et al, 2007). Convolute beds and load structures are common in deltaic settings due to rapid deposition of sand over mud (Olariu and Bhattacharya, 2006). The rare St facies indicates low-stage reactivation of the channel, probably during some more perennial flow.

Not all the facies associations are present in every sequence of the Santa Maria Supersequence. The only F.A. that occurs in every sequence is the Braided River facies association. The Dry mudflat facies association dominates in the Pinheiros-Chiniquá and Santa Cruz sequences, and it is subordinated in the Candelária sequence. The latter is dominated by Distal Sheetflood and Sheet Delta facies associations.

CHEMICAL INDEX OF ALTERATION

The results of major-element analysis used for the calculation of the Chemical Index of Alteration (CIA) in 9 samples are shown on table 3. The CIA molar values remained remarkably constant for all of the sequences, varying between 1.5 and 5, but most values fall between 2 and 3. CIA values for modern sediments in arid settings cluster around 1, and in tropical humid settings around 4 (Goldberg and Humayun 2010). A CIA value above 4 signals the threshold for illite formation, common for humid

377 settings. The average CIA values of 2-3 for the studied samples point to an arid to semi-
378 arid climate.

379 Figure 11 shows a scatter plot comparing CIA molar values from the samples in the Santa
380 Maria Supersequence (this work) with Permian and Triassic units of the Paraná Basin, deposited
381 in different climate settings. The Late Carboniferous-Permian Itararé Group was deposited
382 under glacial climate, an arid, abrasion-dominated environment. The Early Permian Rio
383 Bonito Formation is known for its coal measures and abundant plant fossils, indicative
384 of humid tropical or temperate climates (Holz et al., 2010). The Early Triassic Sanga do
385 Cabral Formation was deposited by ephemeral fluvial streams, common in arid climates
386 (Zerfass et al. 2003). The values for the samples from the Santa Maria Sequences cluster
387 around 2, consistent with typical values for arid to semi-arid regions (Goldberg and
388 Humayun 2010).

389 However, some authors have warned about the potential problem posed by
390 autocorrelation in the use of CIA as a proxy for humidity, particularly for loess samples
391 (Xiao et al. 2009; Goldberg and Humayun 2010), not reflecting the exact climate
392 conditions during the time of deposition. Therefore, the application of this index must
393 comprise a careful analysis of the succession investigated, preferably including other
394 indicators of the climatic conditions, *e.g.* sedimentological and/or paleontological
395 proxies (Goldberg and Humayun 2010).

396

397 **DISCUSSION**

398 The contribution of eolian dust in the Santa Maria Supersequence has been suggested in
399 early papers. Du Toit (1927) stated that Late Permian and Triassic deposits were related
400 with the crescent aridity on Gondwana. He also observed that the deposits were very

401 similar to the Pampean loess deposits of Argentina and the Kalahari Desert, with
402 predominant reddish fine material and calcareous concretions. Huene and Stahlecker
403 (1931) divided the Santa Maria Formation in two members: the lower, non-fossiliferous
404 sandstone of fluvial origin, and the upper, fossiliferous mudstones of eolian origin. Like
405 Du Toit (1927), they compared the carbonate concretions with those of the Kalahari
406 Desert. According to those authors, the dust was sedimented in a large plain, with
407 alternate deposition of dry and wet dust. The interpretation that the Santa Maria
408 Formation comprised fluvial deposits was consolidated since the late 60's, and it is
409 supported by many authors up to date (Bortoluzzi and Barberena, 1967; Gamermann,
410 1973; Bortoluzzi, 1974; Faccini, 2000; Zeffass et al 2003). Andeis et al. (1980) were the
411 last authors to rekindle the early interpretation and propose the presence of a paleoloess
412 deposit in the Santa Maria Supersequence.

413 The first two sequences (Pinheiros-Chiniquá and Santa Cruz sequences) were formed in
414 very similar depositional settings. In both, deposition begins with the sandstones and
415 conglomerates of the braided river facies association and evolves abruptly to the
416 accumulation of mudstones and siltstones in floodplain areas, without a transitional
417 system. Several authors have worked on the Santa Maria Supersequence (*e.g.*
418 Gamermann, 1973; Bortoluzzi, 1974; Faccini, 2000) and so far none have found typical
419 fluvial channel deposits laterally related with the mudstones. The fluvial channels are
420 filled with very fine sandstones, usually massive. Another puzzling aspect for the early
421 researchers was the abrupt grain-size change from the base to the top of the Santa Maria
422 Formation. No grain-size gradient exists between proximal and distal facies, but an
423 abrupt change from conglomeratic sandstones to siltstones is the norm. This already
424 flags a lack of genetic connection between the depositional environments.

425 Paleocurrent analysis provided by Faccini (2000) and other authors (Gamermann, 1973)
426 indicates a fluvial paleoflow direction to the north, and thus the sediment source must
427 have been the Sul-Rio-Grandense Shield. Petrographic studies by Zerfass et al. (2000)
428 proposed that the sediments in the basal sandstones from each sequence derived from
429 the Sul-Rio-Grandense Shield. Phillip et al. (2016) have carried out a zircon provenance
430 analysis of the sediments in the Santa Maria Supersequence. There is a clear difference
431 between the results obtained in the basal sandstones and in the mudstones (Fig. 12). As
432 expected on the basis of Zerfass et al. (2000), zircon ages in the sandstones are
433 correlated with rocks from the Sul-Rio-Grandense Shield. However, the age dispersion
434 of the mudstones is much larger than of the sandstones, indicating a broader provenance
435 for the fine-grained sediments. If the basal sandstones and the mudstones were part of
436 the same river system (representing the feeder channel and the floodplain,
437 respectively), they would have the same provenience, which is not the case. Due to
438 grain-size fractionation, the siltstones would possibly record less age dispersion, and not
439 more.

440 The abrupt grain-size change between basal braided river and floodplain deposits may
441 be a result of the scarcity of outcrops southward of the main depositional area. The
442 abundance of sandy and gravelly rocks increases southward, as expected in more
443 proximal areas. There is an area approximately 50 km wide between the Shield and
444 Triassic outcrop belt where older rocks from the Paraná Basin crop out, in a position
445 where the transitional systems might have developed, had they existed. Late Cretaceous
446 Shield uplift (Borba et al., 2002) may have been responsible for the erosion of these
447 transitional systems, so that only the distal portions were preserved.

448 According to studies by Assallay et al. (1998) and Muhs and Bettis (2003) on Plio-
449 Pleistocene loess deposits, 0.031mm is the dominant grain size for dust deposits, and

450 the restriction of grain size is a strong evidence for eolian origin (Fig. 4). The lateral
451 extensive, sheet-like geometry and the thick structureless siltstone facies is
452 characteristic of loess deposits that resulted from suspension fallout of eolian silt (Pye,
453 1987; Tsoar and Pye 1987; Soreghan et al 2008).

454 The presence of loess is consistent with the geographic location of the Santa Maria
455 Supersequence during the Middle-Late Triassic. Various authors (Blake et al. 1988;
456 Sellwood and Valdez, 2006; Boucot et al. 2013) have proposed the existence of a large
457 arid climate belt on the central portion of Gondwana. The studied rocks are located on
458 the margin of this large desert (fig. 13), and loess deposits are common peri-desertic
459 systems (Pye, 1987; Tsoar and Pye 1987).

460 Pedogenic features such as slickensides, rhizoliths and peds are common in the siltstone
461 deposits, as stated by Da Rosa (2005). Besides the pedogenic alteration features,
462 calcretes are abundant and corroborate the variation in groundwater level (Horn et al.
463 2013). These alterations indicate large periods of non-deposition. As mentioned,
464 previous authors have related the calcretes from the Alemoa Member with desert or
465 peri-desertic environments. In terms of facies, Pinheiro-Chiniquá Sequence (PCS) and
466 Santa Cruz Sequence (SCS) are very similar to North American Middle Permian
467 redbeds, described as paleoloess (Sweet et al, 2013; Foster et al, 2014). Since the
468 outcrops are scarce and laterally discontinuous, it is difficult to distinguish dry mudflat
469 and loess deposits, hence they were interpreted together, in the same facies association.

470 PCS and SCS begin with sediment deposition by ephemeral braided rivers (Fig. 14 A).
471 The abundance of quartz grains and sometimes lithic fragments suggests that deposition
472 of each sequence begins with an advance of the proximal systems, possibly due to a
473 base-level change. The presence of mud layers within the channels, and large mud

474 intraclasts with plant and insect remains (Adami-Rodrigues et al. 2011) provide
475 evidence for the ephemeral conditions of the fluvial system. This river system is
476 abruptly replaced by a large dry floodplain with significant contribution of eolian dust
477 (Fig. 14 B). Although the evidence for loess deposits is strong, the scarce presence of
478 ripples and mudstone-filled small channels indicate some degree of fluvial reworking .

479 In the Candelária Sequence (CS) the sedimentation takes place in a more humid system.
480 The braided rivers and dry floodplains are replaced by sheetflood deltas formed in a
481 lacustrine setting (Fig. 14C). Some authors (Zerfass et al. 2003; Da Rosa, 2005)
482 proposed the existence of ephemeral ponds in the Santa Maria Supersequence; however,
483 the abundance of wave ripples and the dimension of the bedforms formed under
484 oscillatory flow point to the existence of a large, more perennial lake, with annual
485 variation in volume, like the underfilled lake model of Bohacs et al. (2000).

486 Some other Triassic basins have similar depositional settings, even with the occurrence
487 of similar fauna. The Sherwood Sandstone Group and the Mercia Mudstone Group in
488 the British Isles are characterized by sequences of stream floods and braided streams
489 that grade to structureless siltstones and red sandstones, with calcretes and paleosols
490 forming deposits interpreted as sandflats and dry mudflats (Benton *et al.* 2002). The
491 Wolfville Formation of the Fundy Basin in Nova Scotia, Canada, is characterized by
492 stream flood and floodplain deposits with calcareous paleosols (Leleu et al. 2010), and
493 the superimposed Blomidon Formation is composed of large dry mudflats with rare
494 evaporites (Mertz and Hubert, 1990). The occurrence of these deposits, formed in
495 similar depositional systems in many Triassic locations on both hemispheres attest to
496 the arid climate conditions in the Middle to Late Triassic.

497 **PALEOCLIMATIC CONSIDERATIONS**

498 The CIA values showed little variation in the studied sequences. The dominant values
499 between 2 and 3 indicate arid to semi-arid conditions that persisted throughout the
500 studied interval, with slightly higher CIA values towards the top of Candelária
501 Sequence, but still within the range of arid conditions. These values corroborate the
502 interpretation of previous work (Holz and Barberena, 1994; Da Rosa, 2005; Horn et al.
503 2013; Holz, 2015) based on sedimentological and paleontological proxies.

504 Nevertheless, several indicators point to an increase in humidity from the Middle to the
505 Late Triassic, including: 1) change in depositional systems, 2) climate-sensitive
506 sediments, 3) faunal change (Fig. 15). The change in depositional systems from braided
507 rivers and dry mudflats in the Pinheiros-Chiniquá/Santa Cruz Sequences to sheet deltas
508 in the Candelária Sequence is a response to more humid conditions. The sedimentary
509 yield of clastic also increases, interrupting the deposition of reworked loess. Even
510 though the Triassic had a strongly seasonal climate (Preto et al. 2010), the interval
511 between two rainy seasons may vary. In the Candelária Sequence, another change from
512 the lacustrine/floodplain to a seasonal, ephemeral river system suggests that the more
513 humid conditions did not prevail.

514 The occurrence of loess deposits and calcrete is restricted to the Pinheiros-
515 Chiniquá/Santa Cruz Sequences, thus attesting the semi-arid to arid depositional
516 context. These climate-sensitive sediments do not occur in the basal Candelária
517 Sequence. At the top, sandstone-dominated Candelária Sequence, calcrete horizons
518 reappear, hence suggesting a return to semi-arid/arid conditions.

519 The faunal content also responded to the climatic change. In the Pinheiros-Chiniquá
520 Sequence and Santa Cruz Sequence, there are very few taxa with semi-aquatic/aquatic
521 habits. At the base of the Candelária Sequence, fishes were described (Figueiredo *et al.*

522 2013), and then these aquatic taxa disappear at the top, where only terrestrial taxa are
523 found (Fig. 15).

524 Recent dating on the Ischigualasto Formation in Argentina, biostratigraphically
525 correlative to the base of the Candelária Formation (*Hyperodapedon* AZ), assigned an
526 age of 228 Ma (Martinez *et al.* 2013), placing it on the Carnian stage. In the same time
527 interval, some northern Pangaea basins record similar trends of humidification. In the
528 Mercia Mudstone Group of the British Isles Triassic system, playa lake deposits were
529 replaced by braided river deposits, represented by the Arden Sandstones and correlated
530 to the rhynchosaur-bearing Lossiemouth Formation (Benton *et al.* 2002). In the Chinle
531 Group of southwestern USA the sudden influx of sandstones and conglomerates of the
532 Shinarump Formation overlaid a formerly-widespread soil-covered surface (Lucas *et al.*
533 1997). These continental deposits are correlative to some coastal deposits, such as the
534 Schilfsandstein in Germany, where fluvial sandstones were deposited between clays and
535 evaporites, and coal seams formed within a deltaic succession in the Calcareous Alps
536 (Preto *et al.* 2010). Therefore, the “wet peak” recorded in the Santa Maria
537 Supersequence is another evidence of a widespread Carnian wet interval. This episode
538 was attributed to an increase in rainfall of super-basinal significance and called the
539 “Carnian Pluvial Event” by Simms and Ruffell (1989). Recently some authors (Kozur
540 and Bachmann 2010; Ogg *et al.* 2015) proposed an interrelationship of these wet interval
541 with the Wragellian Large Igneous Province (LIP), which may have caused increased
542 rainfall due to a global warming. Preto *et al.* (2010), however, argued that this wetter
543 period can be consequence of a peak in monsoonal atmospheric circulation, widely
544 present in the Middle to Late Triassic.

545 CONCLUSIONS

546 -The Santa Maria Supersequence has a very complex sedimentary record, in which the
547 first two Sequences (Pinheiros-Chiniquá and Santa Cruz) are composed of ephemeral
548 braided river deposits overlain by dry mudflat deposits with eolian contribution.

549 -The base of the Candelária Sequence records a rather humid episode, represented by a
550 change in the depositional systems (from eolian/fluvial to fluvial-deltaic), the
551 disappearance of loess deposits and calcrete, and a faunal change (from terrestrial-
552 dominated to aquatic/semi-aquatic-dominated taxa). This can be correlated with the
553 "Carnian Pluvial Event", recorded in other Triassic basins by a change from floodplain
554 to ephemeral deltaic and lacustrine deposits.

555 -The widespread presence of massive siltstones in the Santa Maria Supersequence
556 shows that eolian contribution was present as loess. Despite the difficulty to
557 characterize a paleoloess deposit due to flow reworking, the characteristic grain-size
558 distribution, the absence of feeder channel associated with the siltstones and the distinct
559 provenance between the siltstones and fluvial sandstones corroborate the interpretation
560 of these deposits as loess.

561 -The CIA results show that Santa Maria Supersequence was deposited under arid to
562 semi-arid conditions. Although the CIA is a useful proxy to identify trends of humidity-
563 related climatic variations on large time intervals, its resolution is too low to detect
564 variations in the time scale of the Santa Maria Supersequence.

565 ACKNOWLEDGEMENTS

566 This study is part of a Ph.D. thesis. We thank Msc. Tomaz Melo for reading the first version of
567 the manuscript and for the helpful discussions. Many researchers have provided insightful
568 contributions: Prof. Dr. Marina Bento Soares, Msc. Marcel Santos, Msc. Marcos Sales,
569 Msc. Voltaire Paes Neto, and Prof. Dr. Átila Augusto Stock Da Rosa. The latter is acknowledged

570 also for field support, along with Dr. Tiago Raugust, Ana Brust, Rafael Adriano and Carlos
 571 Rodrigues. We would also like to thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico
 572 e Tecnológico (CNPq) for the financial support and CPRM/Brazilian Geological Survey for
 573 allowing the first author to work on his Ph.D..

574

575

576 REFERENCES

- 577 Adami-Rodrigues, K., Barboni, R., Dutra, T. L., Wilberger, T. P. 2011 . Registro de interações
 578 inseto-planta (galhas e minas) em níveis do Mesozoico basal da Formação Caturrita, sul
 579 do Brasil. XXII Congresso Brasileiro de Paleontologia, Boletim de Resumos, p. 348–
 580 354.
- 581 Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin.
 582 *Sedimentology* 2, 93–114.
 583
- 584 Allen, J. R. L. 1982. *Sedimentary structures : their character and physical basis*. Elsevier. 593p.
- 585
- 586 Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R.J., Leclair, S.F. 2001. Bedforms and associated
 587 sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand
 588 beds. *Sedimentology* 48, 133–152.
 589
- 590 Andreis, R.R, Bossi, G. E. , Montardo, D. K. 1980. Mapa Geológico da folha Rio Pardo
 591 1:50000, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Mapa nº
 592 11.
- 593 Assallay, A.M., Rogers, C.D.F., Smalley, I.J., Jefferson, I.F., 1998. Silt: 2–62 μm , 9–4 ϕ . *Earth-*
 594 *Sciences Reviews* 45, 61–88.
 595
- 596 Benton, M., Cook, E., Turner, P. 2002. Permian and Triassic Red Beds and the Penarth Group
 597 of Great Britain. *Geological Conservation Review Series* 24, 337p.
- 598 Blakey, R.C., Peterson, F., and Kocurek, G., 1988, Late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits
 599 of the Western Interior of the United States. *Sedimentary Geology* 56, 3–125.
- 600 Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E., Mankiewicz, P. J. 2000. Lake-basin type, source
 601 potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic–geochemical
 602 framework, in E. H. Gierlowski-Kordesch, K. R. Kelts, (Eds.), *Lake basins through space*
 603 *and time*. AAPG Studies in Geology 46, 3–34.
- 604 Boucot, A. J., Xu, C., Scotese, C. R., Morley, R. J. 2013. Phanerozoic climate: an atlas
 605 of lithologic indicators of climate. *SEPM Concepts in Sedimentology and*
 606 *Paleontology* 11.
- 607 Borba, A. W., Vignol-Lelarge, M. L. M., Mizusaki, A. M. P. 2002. Uplift and denudation of the
 608 Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic:

- 609 constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences* 15,
610 683–692.
- 611 Bortoluzzi, C. A., Barberena, M. C. 1967. The Santa Maria Beds In Rio Grande Do Sul (Brazil).
612 In: Bigarella, J.J., Becker, R. D., Pinto, I. D. (Eds.) *Problems In Brazilian Geology*, p.
613 169-194.
- 614
615 Bortoluzzi, C. A. 1974. Contribuição à geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul,
616 Brasil. *Pesquisas* 4, 1–101.
- 617 Bridge, J.S., Best, J.L., 1988. Flow sediment transport and bedform dynamics over the transition
618 from upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae.
619 *Sedimentology* 35, 753–763.
- 620 Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures*. Terra
621 Publications, Hertfordshire, 292 p.
- 622 Da Rosa, Á.A.S.2005. Palealterações em Depósitos Sedimentares de Planícies Aluviais do
623 Triássico Médio a Superior do Sul do Brasil: Caracterização, Análise Estratigráfica e
624 Preservação Fossilífera. Unpublished Ph. D. thesis, Universidade do Vale do Rio dos
625 Sinos, Brazil.
- 626
627 Du Toit, A.L.1927. *A Geological Comparison of South America with South Africa*. Carnegie
628 Institution of Washington, Washington, USA.
- 629
630 Dumas, S., Arnott, R.C.W., Southard, J.B. 2005. Experiments on oscillatory flow and combined
631 flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary
632 record. *Journal of Sedimentary Research* 75, 501-513.
- 633
634 Faccini, U. F.2000. *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: Estilos*
635 *Deposicionais versus Espaço de Acomodação*. Unpublished Ph.D. thesis , Universidade
636 Federal do Rio Grande do Sul, Brazil
- 637 Figueiredo, A. E. Q., Schultz, C. L., Cabreira, S. F., Fortier, D., Silva, L. R. Novos materiais de
638 peixes ósseos provenientes da Supersequencia Santa Maria, Quarta Colônia, Rio Grande
639 do Sul. *Boletim de Resumos do XIII Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Boletim de
640 Resumso, p.227
- 641 Fisher, J.A., Nichols, G.J., Waltham, D.A. 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of
642 fluvial distributary systems, examples from the Miocene Luna and Huesca systems,
643 northern Spain. *Sedimentary Geology* 195, 55–73.
- 644 Fisher, J. A. Krapf, C. B. E., Lang, S. C., Nichols G. J., Payenberg, T. H. D. 2008.
645 *Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central*
646 *Australia*. *Sedimentology* 55, 1915-1930.
- 647 Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E. 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in
648 accomodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo San Jorge basin,
649 Argentina. *Sedimentary Geology* 294, 342–355.
- 650 Foster, T. M., Soreghan, G. S., Soreghan, M. J., Benison, K. C., Elmore, R. D. 2014. Climatic
651 and paleogeographic significance of eolian sediment in the Middle Permian Dog Creek
652 Shale (Midcontinent U.S.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 402, 12–
653 29.

- 654 Gammerman, N. 1973. Formação Rosário do Sul. *Pesquisas* 2, 5–36.
- 655 Glennie, K. W. 1970. *Desert Sedimentary Environments*. 222p.
- 656 Goldberg, K., Humayun, M. 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as
657 paleoclimatic indicator : An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil.
658 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 175–183.
- 659 Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio
660 Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos* 38, 1–20.
- 661 Greene, A. R., Scoates, J. S., Weis, D. 2010. The Architecture of Oceanic Plateaus Revealed by
662 the Volcanic Stratigraphy of the Accreted Wrangellia Oceanic Plateau. *Geosphere* 6, 47–
663 73
- 664 Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in
665 clastic rocks. *SEPM Short Course* 9, 161pp.
- 666 Hein, F. J., Walker, R. G. 1977. Bar evolution and the development of stratification in the
667 gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of*
668 *Geosciences* 14, 562-570.
- 669
670
- 671 Holz, M., Barberena, M. C. 1994. Taphonomy of the South Brazilian Triassic
672 paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. *Palaeogeography,*
673 *Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 179–197.
- 674 Holz, M., França, M. A., Souza, P. A., Ianuzzi, R., Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart
675 of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná
676 Basin, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 381-399.
- 677 Holz, M. 2015. Mesozoic paleogeography and paleoclimates- a discussion of the diverse
678 greenhouse and hothouse effect of an alien world. *Journal of South American Earth*
679 *Sciences* 61, 91–107.
- 680 Horn, B. L. D., Pereira, V.P., Schultz, C. L. 2013. Calcretes of the Santa Maria Supersequence,
681 Middle Triassic, Rio Grande do Sul, Brazil: Classification, genesis and paleoclimatic
682 implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 376, 39–47.
- 683 Horn, B. L. D., Melo, T. P., Schultz, C. L., Phillip, R. P., Kloss, H. P., Goldberg, K. 2014. A
684 new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná
685 Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological
686 data. *Journal of South American Earth Sciences* 55, 123–132.
- 687 Huene, F.V., Stahlecker, R. 1931. Observações geológicas no Rio Grande do Sul. *Boletim do*
688 *Instituto de Ciências Naturais da Universidade de Santa Maria* 3, 3–99.
- 689
- 690 Hupert, J. F., Hyde, M. G., 1982. Sheetflow deposits d graded beds and mudstones on an
691 alluvial sandflat-playa system. Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova
692 Scotia. *Sedimentology* 29, 457–474
- 693
- 694 Kozur, H. W., Bachmann, G. H., 2010. The Middle Carnian Wet Intermezzo of the Stuttgart
695 Formation (Schilfsandstein), Germanic Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
696 *Palaeoecology* 290, 107–119
- 697 Leeder, M. 2011. *Sedimentology and Sedimentary Basins: From turbulence to tectonics.*
698 2ed. Willey-Blackwell. 768p.

- 699 Leleu, S., Van Lanen, X. M. T., Hartley, A. J. 2010. Controls on the architecture of a Triassic
700 sandy fluvial system, Wolfville Formation, Fundy Basin, Nova Scotia, Canada:
701 Implications for the interpretation and correlation of ancient fluvial successions. *Journal*
702 *of Sedimentary Research* 80, 867–883.
- 703 Lucas, S. G., Heckert, A. B., Estep, J. W. 1997. Stratigraphy of the Upper Triassic Chinle
704 Group, Four Corners Region. *Mesozoic Geology and Paleontology of the Four Corners*
705 *Region. New Mexico Geological Society Guidebook, 48th Field Conference, New*
706 *Mexico.* 81–107
707
- 708 Lucas, S. G. 1998. Global Triassic tetrapod biostratigraphy and biochronology.
709 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 143, 347–384.
710
- 711 Mángano, M. G., Buatois, L. A., Wu, X., Sun, J., Zhang, G. 1994. Sedimentary facies,
712 depositional processes and climatic controls in a Triassic Lake, Tanzhuang Formation,
713 western Henan Province, China. *Journal of Paleolimnology* 11, 41–65.
- 714 Martinelli, A., Soares, M., Schwanke, C. 2016. Two new cynodonts (Therapsida) from the
715 Middle-early Late Triassic of Brazil and comments on South American
716 probainognathians. *Plos One*, In press.
- 717 Martinez, R. N., Apeldetti, C., Alcober, O., Colombi, C. E., Sereno, P. C., Fernandez, E., Santi-
718 Malnis, P., Correa, G., Abelin, D. 2013. Vertebrate Succession on Ischigualasto
719 Formation. *Journal of Vertebrate Paleontology* 32, 10–30.
- 720 Mckee, E. D., Crosby, E. J., Berryhill Jr, H. L. 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado,
721 June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 3, 829–851.
- 722 Mertz, K.A., Hubert, J.F., 1990, Cycles of sand-flat sandstone and playa-lacustrine mudstone in
723 the Triassic–Jurassic Blomidon redbeds, Fundy rift basin, Nova Scotia, implications for
724 tectonic and climatic controls. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, p. 442–451.
- 725 Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science*
726 *Reviews* 13, 1–62.
- 727 Miall, A.D., 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to
728 fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22, 261–308.
- 729 Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and*
730 *Petroleum Geology.* Springer-Verlag, New York, 582 p.
- 731 Milani, E. J., Ramos, V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do
732 Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de*
733 *Geociências* 28, p. 527–544.
- 734 Muhs, D.R., Bettis III, E.A., 2003. Quaternary loess-paleosol sequences as an example of
735 climatic extremes. *Geological Society of America Special Publication* 370, 53–74.
- 736 Netto, R.G. 2007. Skolithos-dominated piperock in non-marine environments: An example from
737 the Triassic Caturrita Formation, southern Brazil. In: Bromley, R.G., Buatois, L.A.,
738 Mángano, M.G., Genise, J.F. and Melchor, R.N. (Org.). *Sediment-Organism Interactions:*
739 *a Multifaceted Ichnology - SEPM Special Publication* 88, 109–121.
- 740 Ogg, J. G. 2015. The mysterious Mid-Carnian “wet intermezzo” global event. *Journal of Earth*
741 *Sciences* 26, 181–191.

- 742 Olariu, C., Bhattacharya, J.P., 2006, Terminal Distributary Channels and Delta Front
743 Architecture of River-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research* 76,
744 212–233.
- 745 Phillip, R. P., Kloss, H. P., Schultz, C. L., Horn, B. L. D., Basei, M. A. S., Soares, M. B. 2016.
746 U-Pb provenance and depositional age of the middle Triassic Santa Cruz Sequence (Santa
747 Maria Formation): Evidences of Choyoy volcanism and origin of Rio Grande Arch in
748 Paraná Basin, RS, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. In press.
- 749 Plink-Björklund, P. 2015. Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon
750 precipitation: Review of depositional style and forcing factors. *Sedimentary Geology* 323,
751 110–147.
- 752 Preto, N., Kustatscher, E., Wignall, P. B., 2010. Triassic Climates—State of the Art and
753 Perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 290, 1–10.
- 754 Pye, K. (1987) *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, London, 334 p.
- 755 Renault, R.W., Owen, R.B. 1991. Shore-zone sedimentation and facies in a closed rift lake: The
756 Holocene beach deposits of Lake Bogoria, Kenya, in Anadon, P., Cabrera, L. I., and
757 Kelts, K., (Eds.), *Lacustrine facies analysis*. International Association Sedimentologist
758 Special Publication 13, 175–195.
- 759
760 Retallack, G.J. 2001. *Soils of the Past – An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science,
761 2nd. Edition, 404 p.
762
- 763 Rogers, D. A., Astin, T. R. 1991. Ephemeral lakes, mud pellets and wind-blown sand and silt:
764 Reinterpretations of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. In: Anadon, P.,
765 Cabrera, L. L., Kelts, K. (Eds.) *Lacustrine facies analysis*. IAS special publication 13,
766 199–222.
- 767 Sellwood, B. W., Valdes, P. J. 2006. Mesozoic climates: general circulation models and the
768 rock record. *Sedimentary Geology* 190, 269–287.
- 769 Schultz, C. L., Scherer, C. M. S., Barberena, M. C. 2000. Biostratigraphy of Southern Brazilian
770 Middle-Upper Triassic. *Brazilian Journal of Geosciences* 30, 495–498.
- 771 Simms, M. J., Ruffell, A. H., 1989. Synchronicity of Climatic Change and Extinctions in the
772 Late Triassic. *Geology*, 17, 265–268.
773
- 774 Smoot, J. P. & Lowenstein, T. K. 1991. Depositional environments of non-marine evaporates.
775 In: Melvin, J. L. (Ed.) *Developments in sedimentology 50: evaporite, petroleum and*
776 *mineral resources*. Elsevier, p. 189–349.
- 777 Soares, M.B., Schultz, C.L., Horn, B.L.D. 2011. New information on *Riograndia guaibensis*
778 Bonaparte, Ferigolo & Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Tritheledontidae) from the Late
779 Triassic of Southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications. *Anais da*
780 *Academia Brasileira de Ciências* 83, 329–354.
- 781 Soreghan, G. S., Moses, A. M. Soreghan, M. J., Hamilton, M. A., Fanning, C. M., Link, P. K.
782 2007. Palaeoclimatic inferences from upper Paleozoic siltstone of the Earp Formation and
783 equivalents, Arizona, New-Mexico (USA). *Sedimentology* 54, 701–719.
- 784 Soreghan, G. S., Soreghan, M. J., Hamilton, M. A. 2008. Origin and significance of loess in the
785 Late Paleozoic western Pangea: A record of tropical cold?. *Palaeogeography,*
786 *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290: 107–119
787

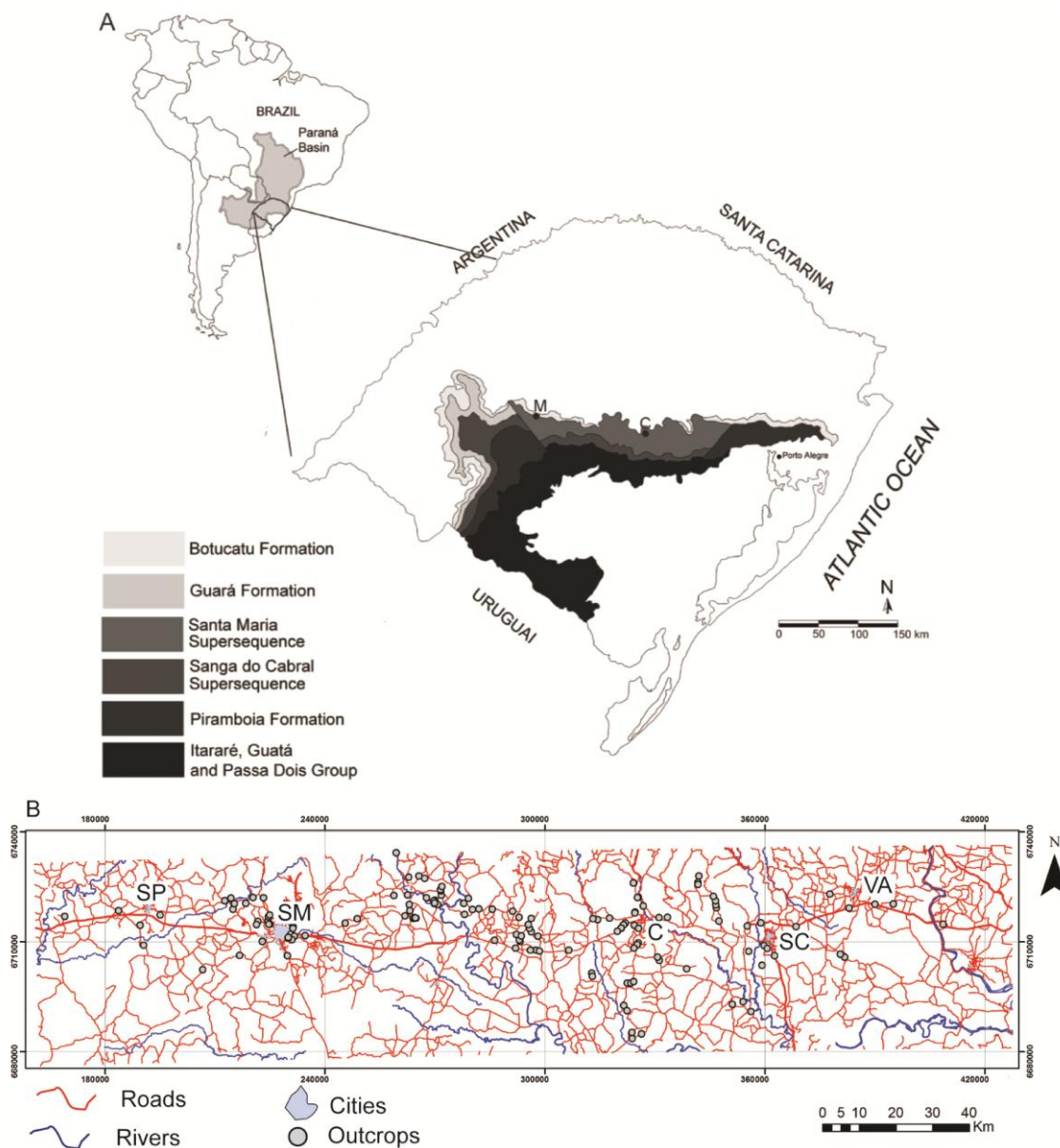
- 788 Sweet, A. C., Soreghan, G. S., Sweet, D. E., Soreghan, M. J., Madden, A. S. 2013. Permian dust
789 in Oklahoma: Source and origin for Middle Permian (Flowerpot-Blaine) rebeds in
790 Western Tropical Pangaea. *Sedimentary Geology* 285, 181–196.
791
- 792 Tunbridge, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation—some criteria for recognition,
793 with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology* 28, 79–95.
794
- 795 Tsoar, H., Pye, K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation.
796 *Sedimentology* 34, 139–153.
- 797 Wright, V. P. 2007. Calcrete. In: NASH, D. J., McLAREN, S. J. *Geochemical sediments and*
798 *landscapes*. Blackwell. cap.2, p.10–45.
- 799 Xiao, S., Liu, W., Li, A., Yang, S., Lai, Z., 2010. Pervasive autocorrelation of the
800 chemical index of alteration in sedimentary profiles and its palaeoenvironmental
801 implications. *Sedimentology* 57, 670–676.
802
- 803 Zerfass, H., Garcia, A. J. V., Susczynski, A. M., Lavina, E. L. 2000. Análise de
804 proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São
805 Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectono-
806 sedimentar. *Acta Geológica Leopoldensia* 51, 61–84.
- 807 Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F., Chemale Jr, F. 2003.
808 Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a
809 contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate.
810 *Sedimentary Geology* 161, 85–105.
- 811
- 812 **Figure Captions**
- 813 **Figure 1: A: Localization of the Paraná Basin and the Santa Maria Supersequence in Rio Grande**
814 **do Sul State, southern Brazil, with the location of Candelária (C) and Mata Municipalities (M).;**
815 **B: Studied outcrop localization and Municipalities. SP: São Pedro do Sul; SM: Santa Maria; C:**
816 **Candelária; SC: Santa Cruz do Sul; VA: Venâncio Aires.**
- 817
- 818 **Figure 2: Facies identified in the Alemoa Member, Santa Maria Formation. A: Massive,**
819 **intraformational conglomerate (Gi); B: Massive sandstone (Sm), with millimetric mud drapes;**
820 **C: Sandstone lens with trough-cross stratification (St); D: Sandstone lens with low-angle cross**
821 **stratification (Sl) E: Sandstone with subcritical to supercritical ripples (Sr); F: Sandstone with**
822 **planar lamination (Sh) at the base and wave-ripple lamination (Sw) at the top; G: Laminated**
823 **mudstone (Fl); H: Massive mudstone (Fm).**
- 824
- 825 **Figure 3: Facies identified in Passo das Tropas Member, Santa Maria Formation. A: Massive,**
826 **intraformational conglomerate with pebble-sized mud intraclasts and granule-sized extrabasinal**
827 **grains (Gi); B: Clast-supported, pebbly conglomerate with cross-stratification at base (Gt) and**
828 **horizontal lamination (Gh) at the top; C: Clast-supported, pebbly conglomerate with horizontal**
829 **stratification at base (Gh), grading to planar-laminated sandstone (Sh) with disperse granules at**
830 **the top ; D: Sandstone with trough cross stratification (St); E: Horizontally-laminated sandstone**
831 **(Sh), with stratification marked by grain size; F: Sandstone with subcritical to supercritical**
832 **ripples (Sr). G: Laminated mudstone (Fl).**

- 833 Figure 4: Grain-size analysis of siltstone samples in the Pinheiros-Chiniquá and Candelária
834 Sequences, showing mode in 0.031 mm and positive skewness ("fine tail").
- 835 Figure 5: Paleosol facies identified in Santa Maria Formation. A: Massive mudstones and very
836 fine sandstones with vertical cracks and *slickensides* (arrows); B: Massive mudstone with a
837 calcrete crust.
- 838 Figure 6: Braided river facies association on a proximal setting. A: Overview of the outcrop
839 showing the channel architecture; B: Measured section of outcrop in A with paleocurrent
840 directions ; C: Decimetric-scale mud intraclasts along channel base.
- 841 Figure 7: Braided river facies association on a distal setting. A: Photomosaic of outcrop
842 composed of sandbars; B: Interpreted outcrop panel showing a lateral accretion bar; C: Rose
843 diagrams showing paleocurrent data from accretion surfaces (A.S.) and trough cross
844 stratification (C. S.). The high-angle relation between A.S. and C.S. indicates lateral accretion
845 deposits.
- 846 Figure 8: Dry mudflat facies association; A: Overview of the outcrop; B: Measured section of
847 outcrop in A; C: Fine sandstone lens (St) interbedded with siltstones (Fm); D: Calcite crust and
848 nodules (calcrete) in siltstones.
- 849 Figure 9: Distal sheetflood facies association. A: Overview of the outcrop composed of
850 intercalations of Gi and Sh; B: Measured section of outcrop in A; C: Detail of centimetric scale
851 very fine sandstone; D: Decimetric couplets of Gi and Sh .
- 852 Figure 10: Sheet delta facies association; A: Overview of an outcrop dominated by Sw; B:
853 Measured section of outcrop in A, showing a deltaic succession with *Skolithos* bioturbation and
854 paleocurrents; C: Detail of wave-ripple lamination forming dunes with wave length of 1 m.
- 855 Figure 11: Scatter plots comparing CIA molar values from the Triassic Santa Maria
856 Supersequence (this work) with Permian and Triassic units of the Paraná Basin deposited in
857 different climate settings (Itararé Gr. = glacial; Rio Bonito Fm. = humid temperate; Sanga do
858 Cabral Fm. = desertic-semi-arid; extracted from Goldberg and Humayun 2010). A: Al_2O_3 X CIA
859 molar; B: K_2O/Na_2O X CIA molar.
- 860 Figure 12: Relative age probability diagram from detrital zircons in braided river sandstone (A)
861 and floodplain siltstone (B). From Phillip *et al.* (2016).
- 862 Figure 13: Paleomap of the Late Triassic showing the location of Santa Maria Supersequence
863 (star) and the climatic zones (modified from Boucot *et al.* 2013).
- 864 Figure 14: Schematic model of the distinct facies associations forming the sequences in the
865 Santa Maria Supersequence; A: Ephemeral braided rivers that occurred at the base of all the
866 sequences; B: Dry mudflat and distal sheetflood facies associations in the Pinheiros-Chiniquá
867 and Santa Cruz sequences; C: Distal sheetflood and sheetflood delta facies associations in the
868 Candelária Sequence.
- 869 Figure 15: Summary chart showing ages (*sensu* Martinelli, 2016), CIA results and calcrete
870 abundance in the Santa Maria Supersequence. Fauna is presented as genera number, subdivided
871 in terrestrial (blue/black), semi-aquatic (red/gray) and aquatic (green/white) fauna. Star:
872 Wragellian LIP age (233-228Ma) (Greene et al. 2010).
- 873 Table 1: Description and interpretation of the lithofacies in the Alemoa Mb., Santa Maria
874 Formation.
- 875 Table 2: Description and interpretation of the lithofacies table in the Passo das Tropas Mb.,
876 Santa Maria Formation.

877 Table 3: Major-element analysis (in weight percent), CIA (oxides) and CIA (molar) for
 878 mudrocks from the Santa Maria Supersequence. CIA data on the Itararé Group, Rio Bonito and
 879 Sanga do Cabral Formations from the Paraná Basin for comparison are extracted from Goldberg
 880 and Humayun (2010).

881

882

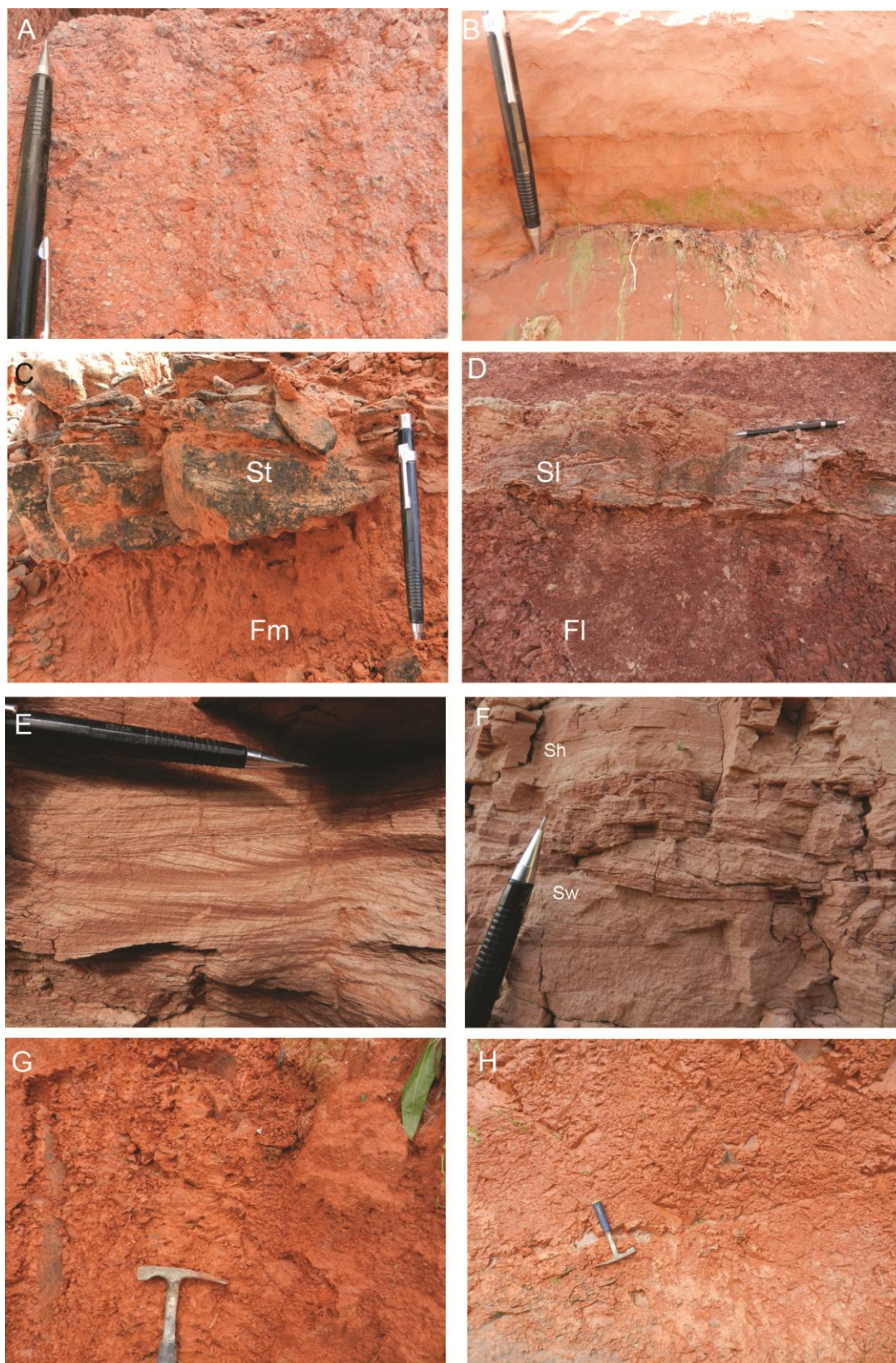


883

884 Figura 1-: A: Localization of the Paraná Basin and the Santa Maria Supersequence in Rio Grande do Sul
 885 State, southern Brazil, with the location of Candelária (C) and Mata Municipalities (M).; B: Studied
 886 outcrop localization and Municipalities. SP: São Pedro do Sul; SM: Santa Maria; C: Candelária; SC:
 887 Santa Cruz do Sul; VA: Venâncio Aires.

888

889



890

891 Figura 2- Facies identified in the Alemoa Member, Santa Maria Formation. A: Massive, intraformational
 892 conglomerate (Gi); B: Massive sandstone (Sm), with millimetric mud drapes; C: Sandstone lens with
 893 trough-cross stratification (St); D: Sandstone lens with low-angle cross stratification (Sl) E: Sandstone
 894 with subcritical to supercritical ripples (Sr); F: Sandstone with planar lamination (Sh) at the base and
 895 wave-ripple lamination (Sw) at the top; G: Laminated mudstone (Fl); H: Massive mudstone (Fm).

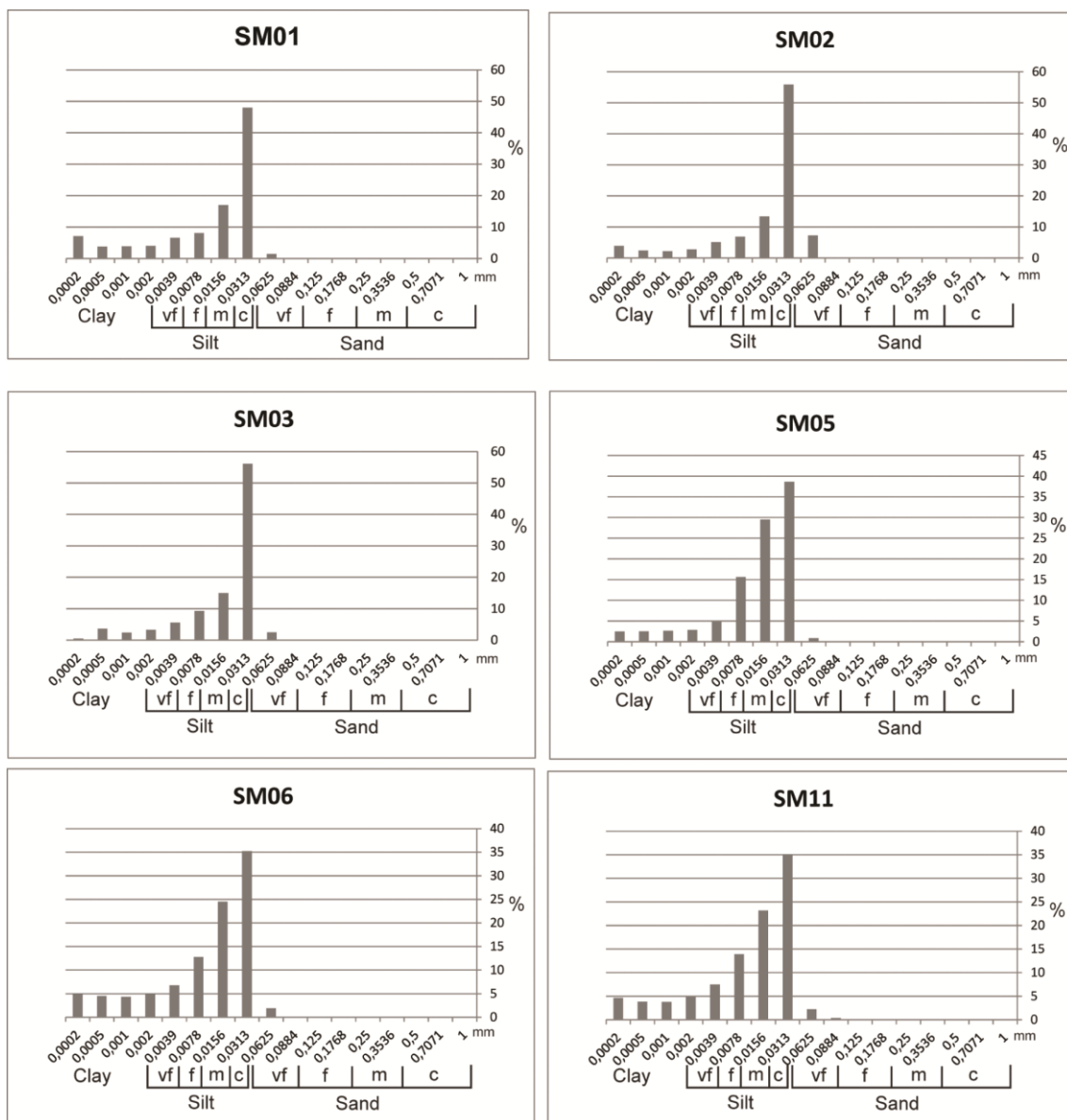


896

897 Figura 3- Facies identified in Passo das Tropas Member, Santa Maria Formation. A: Massive,
 898 intraformational conglomerate with pebble-sized mud intraclasts and granule-sized extrabasinal grains
 899 (Gi); B: Clast-supported, pebbly conglomerate with cross-stratification at base (Gt) and horizontal
 900 lamination (Gh) at the top; C: Clast-supported, pebbly conglomerate with horizontal stratification at base
 901 (Gh), grading to planar-laminated sandstone (Sh) with disperse granules at the top ; D: Sandstone with

902 trough cross stratification (St); E: Horizontally-laminated sandstone (Sh), with stratification marked by
 903 grain size; F: Sandstone with subcritical to supercritical ripples (Sr). G: Laminated mudstone (Fl).

904

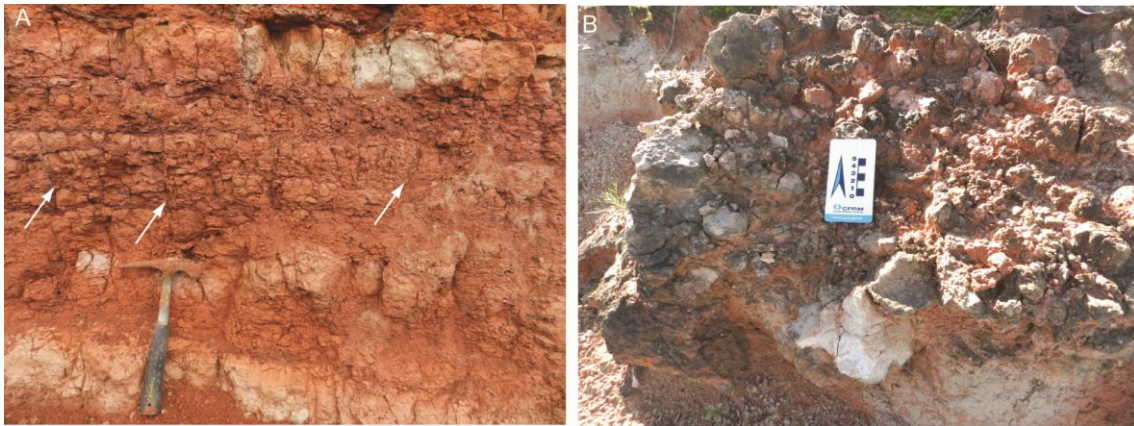


905

906 Figura 4- Grain-size analysis of siltstone samples in the Pinheiros-Chiniquá and Candelária Sequences,
 907 showing mode in 0.031 mm and positive skewness ("fine tail").

908

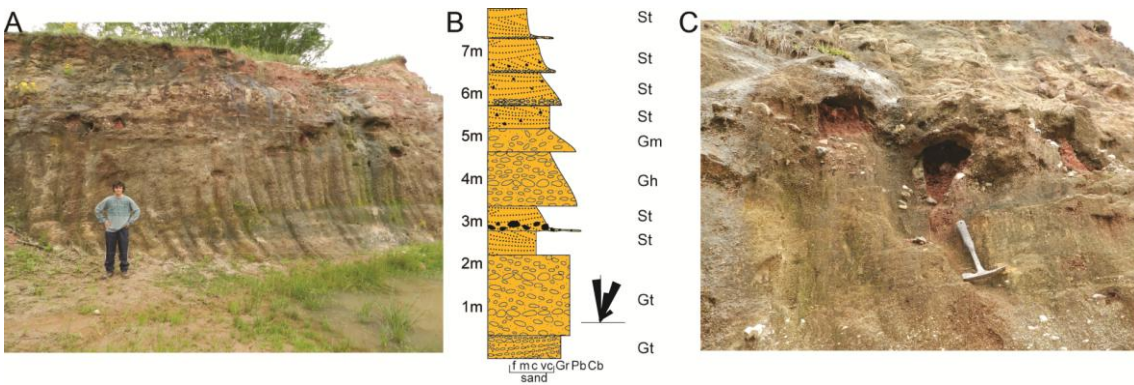
909



910

911 Figura 5- Paleosol facies identified in Santa Maria Formation. A: Massive mudstones and very fine
 912 sandstones with vertical cracks and *slickensides* (arrows); B: Massive mudstone with a calcrete crust.

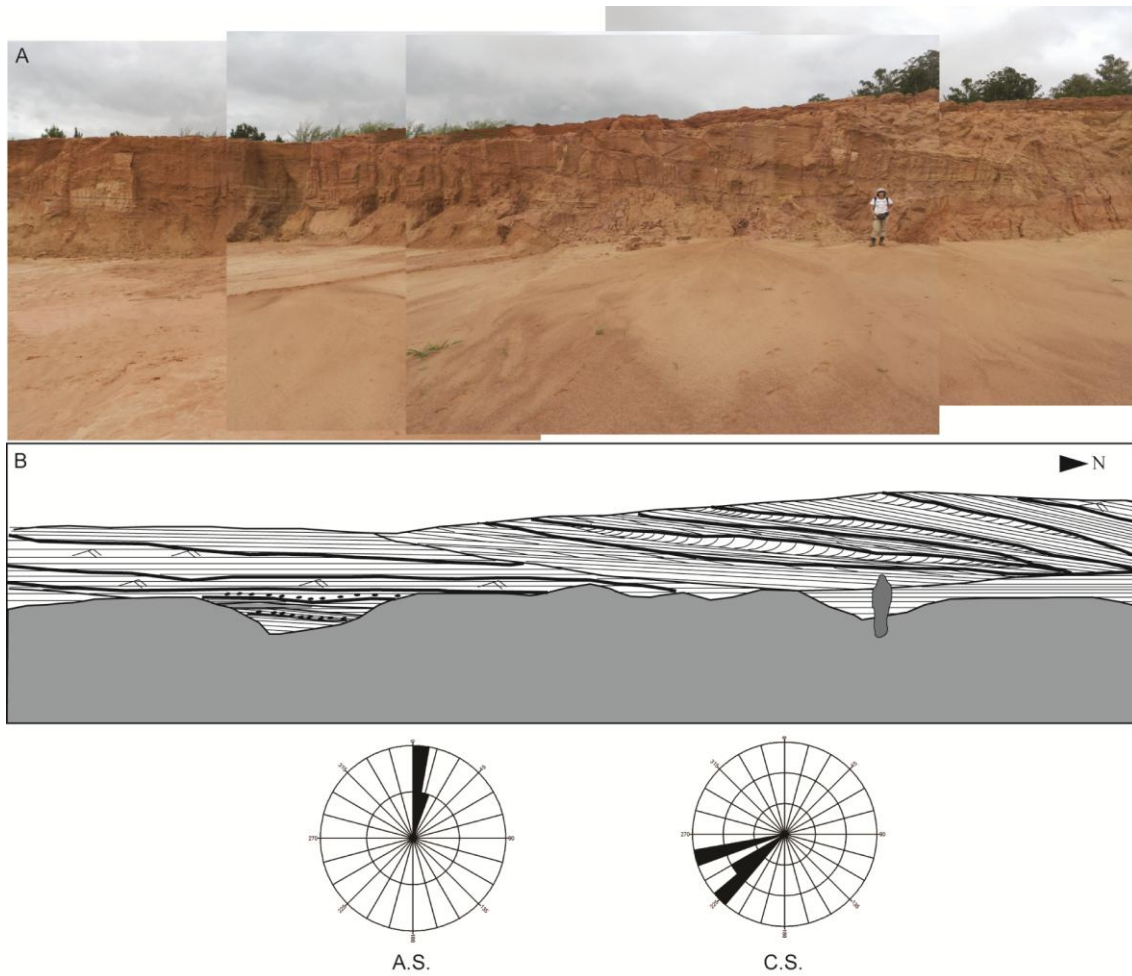
913



914

915 Figura 6- Braided river facies association on a proximal setting. A: Overview of the outcrop showing the
 916 channel architecture; B: Measured section of outcrop in A with paleocurrent directions ; C: Decimetric-
 917 scale mud intraclasts along channel base.

918



919

920 Figura 7- Braided river facies association on a distal setting. A: Photomosaic of outcrop composed of
 921 sandbars; B: Interpreted outcrop panel showing a lateral accretion bar; C: Rose diagrams showing
 922 paleocurrent data from accretion surfaces (A.S.) and trough cross stratification (C. S.). The high-angle
 923 relation between A.S. and C.S. indicates lateral accretion deposits.

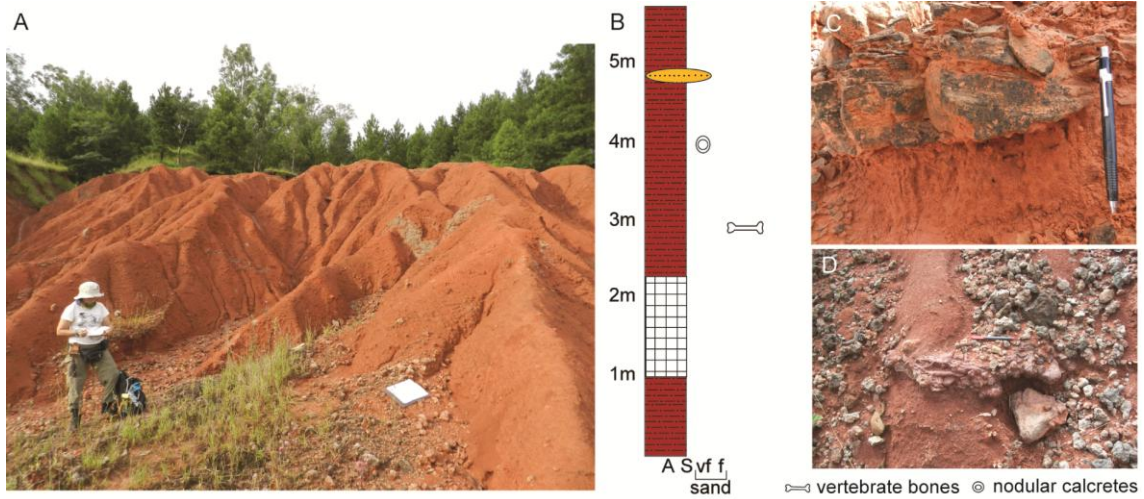
924

925

926

927

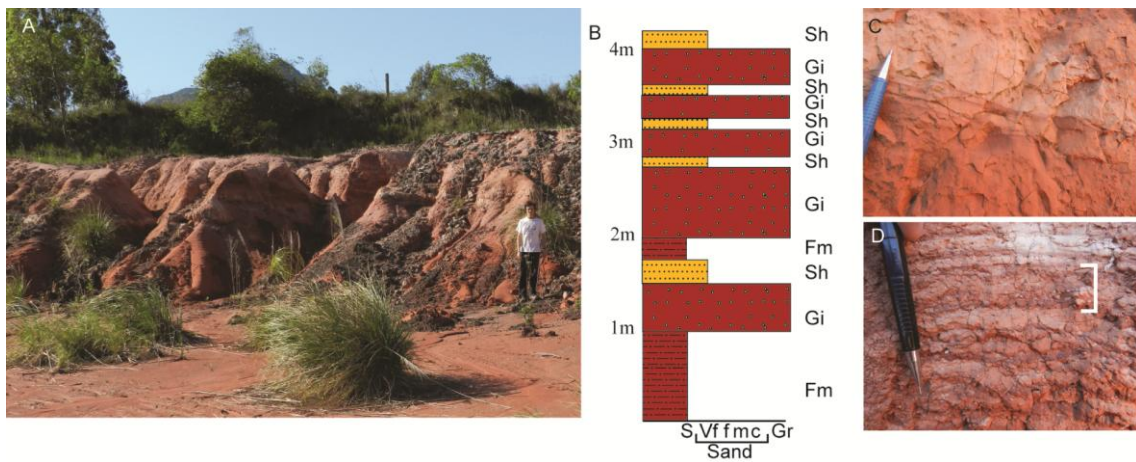
928



929

930 Figura 8- Dry mudflat facies association; A: Overview of the outcrop; B: Measured section of outcrop in
 931 A; C: Fine sandstone lens (St) interbedded with siltstones (Fm); D: Calcite crust and nodules (calcrete) in
 932 siltstones.

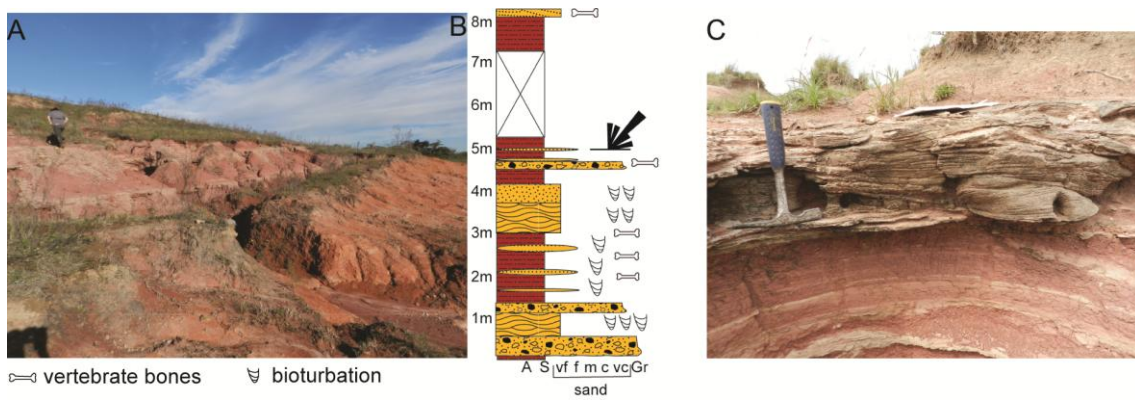
933



934

935 Figura 9- Distal sheetflood facies association. A: Overview of the outcrop composed of intercalations of
 936 Gi and Sh; B: Measured section of outcrop in A; C: Detail of centimetric scale very fine sandstone; D:
 937 Decimetric couplets of Gi and Sh .

938



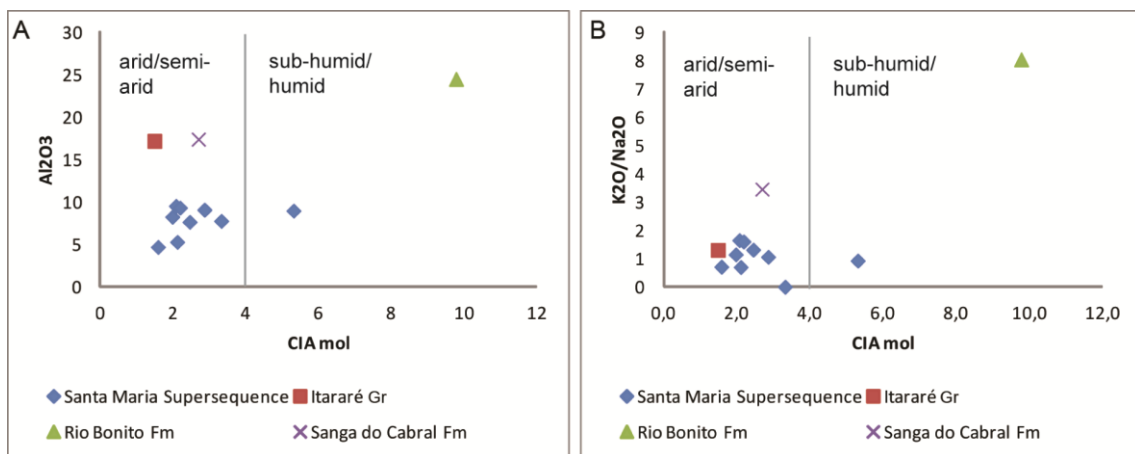
939

940 Figura 10- Sheet delta facies association; A: Overview of an outcrop dominated by Sw; B: Measured
 941 section of outcrop in A, showing a deltaic succession with *Skolithos* bioturbation and paleocurrents; C:
 942 Detail of wave-ripple lamination forming dunes with wave length of 1 m.

943

944

945



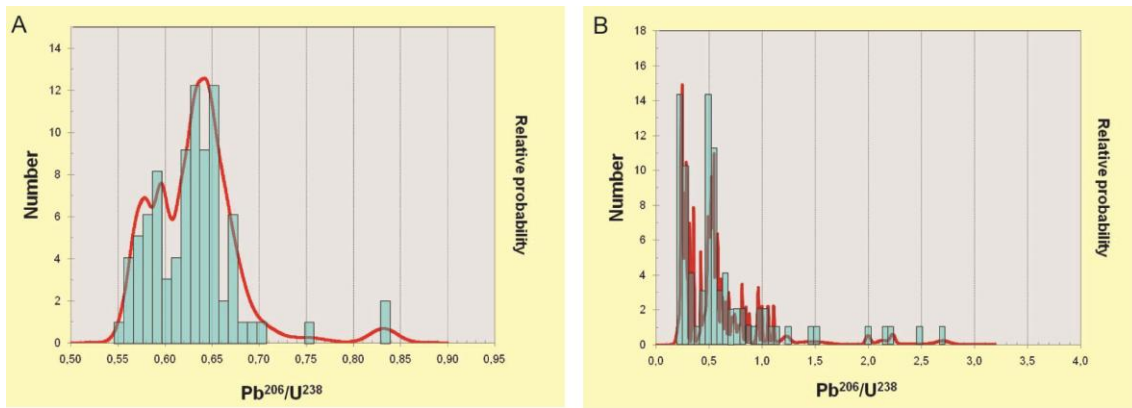
946

947 Figura 11- Scatter plots comparing CIA molar values from the Triassic Santa Maria Supersequence (this
 948 work) with Permian and Triassic units of the Paraná Basin deposited in different climate settings (Itararé
 949 Gr. = glacial; Rio Bonito Fm. = humid temperate; Sanga do Cabral Fm. = desertic-semi-arid; extracted
 950 from Goldberg and Humayun 2010). A: Al_2O_3 X CIA molar; B: K_2O/Na_2O X CIA molar.

951

952

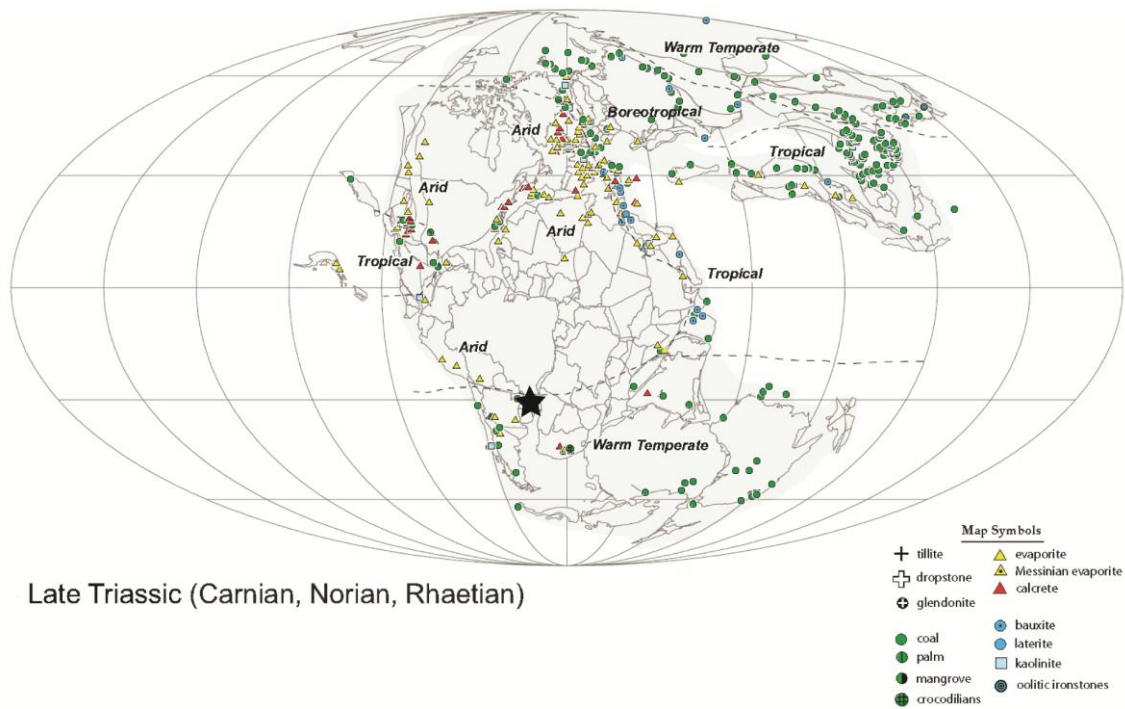
953



954

955 Figure 12- Relative age probability diagram from detrital zircons in braided river sandstone (A) and
 956 floodplain siltstone (B). From Phillip *et al.* (2016).

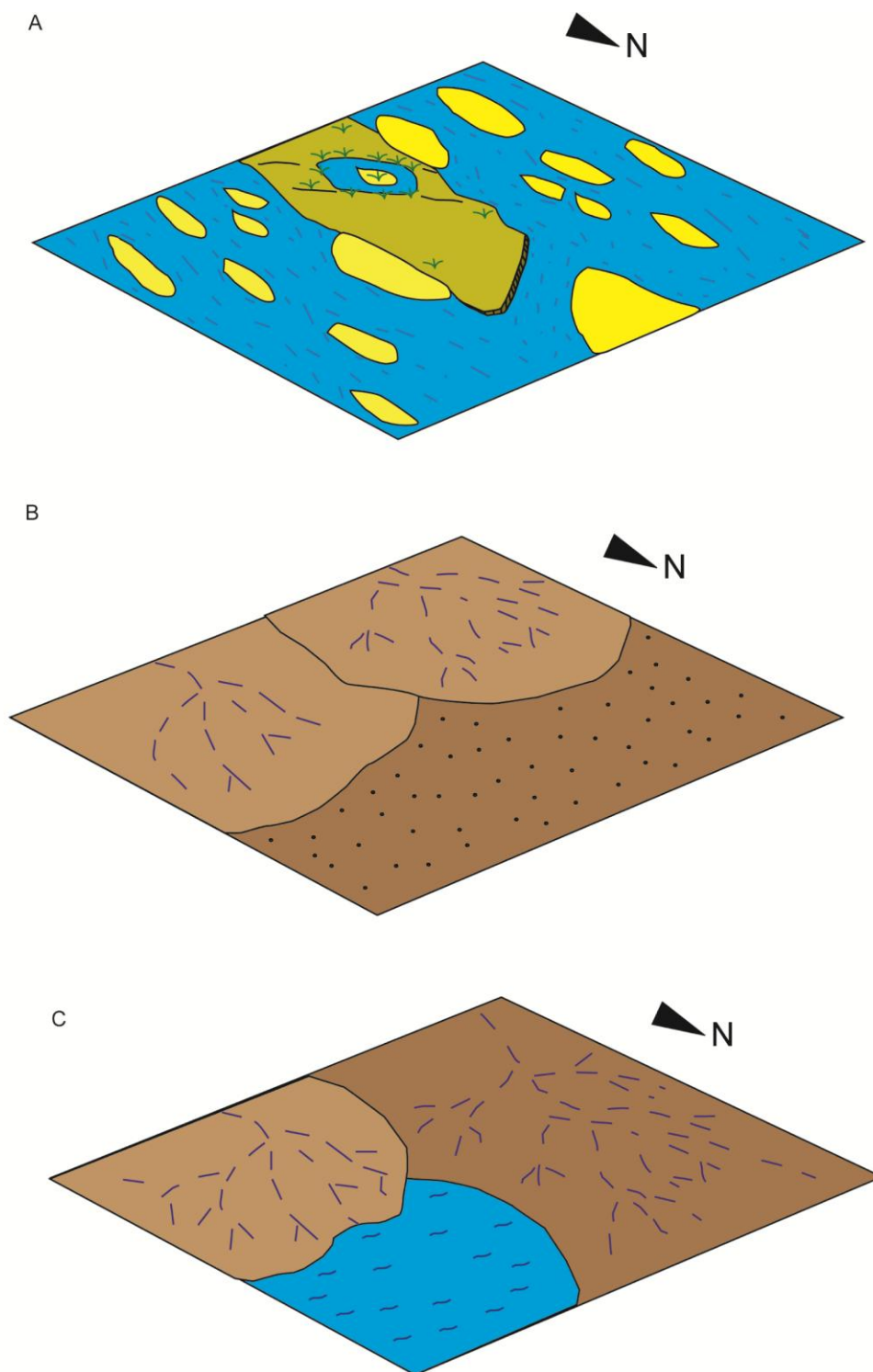
957



958

959 Figure 13- Paleomap of the Late Triassic showing the location of Santa Maria Supersequence (star) and
 960 the climatic zones (modified from Boucot *et al.* 2013).

961



962

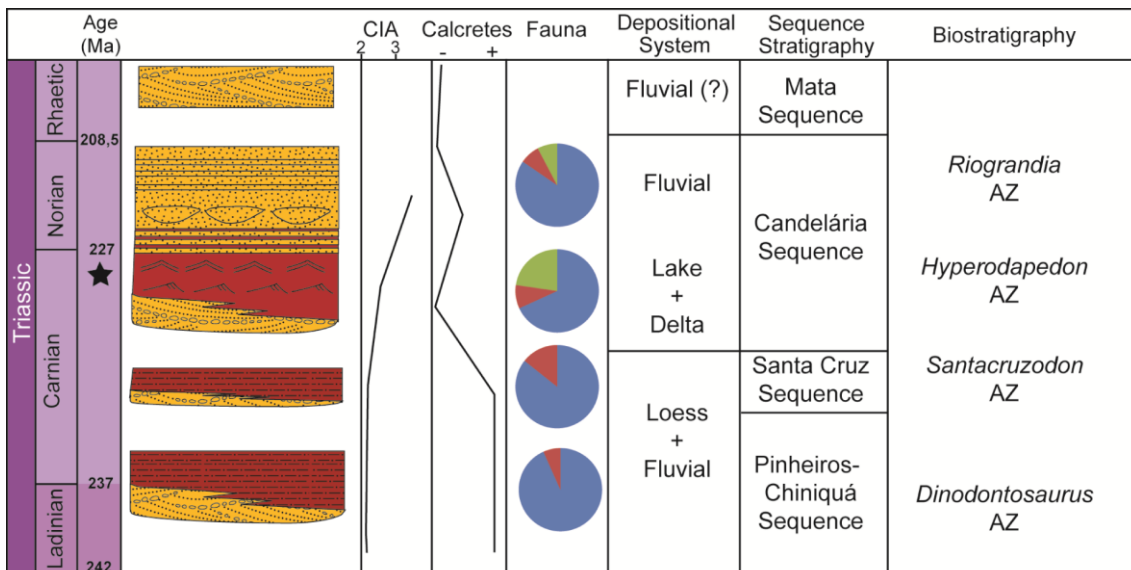
963 Figura 14- Schematic model of the distinct facies associations forming the sequences in the Santa Maria
 964 Supersequence; A: Ephemeral braided rivers that occurred at the base of all the sequences; B: Dry
 965 mudflat and distal sheetflood facies associations in the Pinheiros-Chiniquá and Santa Cruz sequences; C:
 966 Distal sheetflood and sheetflood delta facies associations in the Candelária Sequence.

967

968

969

970



971

972 Figura 15-: Summary chart showing ages (*sensu* Martinelli, 2016), CIA results and calcrete abundance in
 973 the Santa Maria Supersequence. Fauna is presented as genera number, subdivided in terrestrial
 974 (blue/black), semi-aquatic (red/gray) and aquatic (green/white) fauna. Star: Wragellian LIP age (233-
 975 228Ma) (Greene et al. 2010).

976

977

978

979

980

981

982

983

984

985

986

987 Tabela 1- Description and interpretation of the lithofacies in the Alemoa Mb., Santa Maria Formation.

Facies	Description	Interpretation
Gi	Clast-supported, intraformational conglomerates, with angular to rounded mud and carbonate intraclasts (0.5 to 2 cm) and fine-sand matrix; it may contain vertebrate and plant remains.	Curled-up and broken mud cracks incorporated to tractive deposits (Glennie, 1970), or slumped banks incorporated to flow (Coleman, 1969)
Sm	Fine to very fine sandstones, well-sorted, massive; locally bioturbated.	Deposition of sediment gravity flows, de-stratification due to fluidization by dewatering (Miall, 1996) and/or bioturbation.
Sh	Fine to very fine sandstones, well-sorted, with horizontal lamination; locally with conchostracan shells and bioturbation.	Deposition in transitional condition of subcritical to supercritical flows, in upper flow regime conditions (Miall, 1996; McKee, et al 1967; Tunbridge, 1981).
St	Fine sandstones, well- to moderately-sorted, with trough cross stratification.	Unidirectional flow with development of 3D sand dunes under lower flow regime (Miall, 1977; Harms et al., 1982; Collinson and Thompson, 1989; Collinson et al., 2006)
Sl	Fine to very fine sandstones, well-sorted, with low-angle cross stratification.	Washed-out and/or humpack dunes (transition between subcritical and supercritical flows) (Harms et al., 1982; Bridge and Best, 1988).
Sw	Fine to very fine sandstones, with wave-ripple lamination.	Subaqueous ripple migration under undulatory flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977; 1996)
Sr	Fine to very fine sandstones, with current or climbing ripples.	Subaqueous current ripple migration under unidirectional, lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977; 1996)
Fl	Mudstones to siltstones, with horizontal lamination.	Suspension settling dominantly from standing water (Rogers and Astin, 1991; Mángano et al., 1994)
Fm	Massive mudstones to siltstones; locally with vertebrate remains.	Suspension settling on overbank areas; aeolian dust deposition; later modified by pedogenetic processes; post-depositional reddening under oxidizing conditions (Miall, 1977; 1990; Foix et al, 2013).
P	Massive siltstones with root marks, slickensides and locally vertical cracking, abundant calcite concretions, crusts and root casts (calcretes)	Paleosol horizons formed by pedogenetic processes on fluvial and/or eolian sediments in the overbank areas (Retallack, 2001; Wright, 2007)

989 Tabela 2- Description and interpretation of the lithofacies table in the Passo das Tropas Mb., Santa Maria
990 Formation.

Facies	Description	Interpretation
Gi	Clast-supported, intraformational conglomerates, with granule- to cobble-sized mud intraclasts (5-20 cm) and granule- to pebble-sized lithic clasts (0.5 to 5 cm) and fine sand matrix; it may contain and plant remains.	Curled-up and broken mud cracks incorporated to tractive deposits (Glennie, 1970) or slumped banks incorporated to flow (Coleman, 1969)
Gt	Clast-supported conglomerates, with sub-rounded granules and pebbles, medium sand matrix and trough cross stratification; locally mud intraclasts along stratification or along base.	Unidirectional flow with development of 3D gravel dunes under lower flow regime (Miall, 1977; Harms et al., 1982; Collinson and Thompson, 1989; Collinson et al., 2006)
Gh	Clast-supported conglomerates, with sub-rounded granules and pebbles, medium sand matrix and horizontal stratification; locally with normal grading or basal lags with pebble- to cobble-sized mud intraclasts.	Channel lag transport and deposition under rapid flow, in conditions where the sheet of gravel lengthens downstream faster than it aggrades (Hein and Walker, 1977; Miall, 1996).
Sh	Fine to coarse sandstones, moderately-sorted, with horizontal lamination.	Deposition in transitional condition of subcritical to supercritical flows, in upper flow regime conditions (Miall, 1996; McKee, et al 1967; Tunbridge, 1981).
St	Fine to conglomeratic sandstones, moderately to poorly-sorted, with trough cross stratification; locally intraclastic basal lag and intraclasts along stratification.	Unidirectional flow with development of 3D sand dunes under lower flow regime (Miall, 1977; Harms et al., 1982; Collinson and Thompson, 1989; Collinson et al., 2006)
Sl	Fine to medium sandstones, moderately-sorted, with low-angle cross stratification; locally with dispersed intraclasts	Washed-out and/or humpack dunes (transition between subcritical and supercritical flows) (Harms et al., 1982; Bridge and Best, 1988).
Sr	Fine to medium sandstones, with current or climbing ripples.	Subaqueous current ripple migration under unidirectional, lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977; 1996)
Fl	Mudstones to siltstones, with horizontal lamination; locally with plant remains.	Suspension settling dominantly from standing water (Rogers and Astin, 1991; Mángano et al., 1994)
Fm	Massive mudstones to siltstones; locally with plant remains.	Suspension settling on overbank areas or inside channel standing water; later modified by pedogenetic processes; post-depositional reddening under oxidizing conditions (Miall, 1977; 1990; Foix et al, 2013).

992 Tabela 3- Major-element analysis (in weight percent), CIA (oxides) and CIA (molar) for mudrocks from
 993 the Santa Maria Supersequence. CIA data on the Itararé Group, Rio Bonito and Sanga do Cabral
 994 Formations from the Paraná Basin for comparison are extracted from Goldberg and Humayun (2010).

Sample	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CIA	CIA molar	Sequences
Sample 01	5,3	1,0	0,0	0,7	76,1	2,1	Pinheiros
Sample 02	4,7	1,2	0,0	0,7	70,9	1,6	Pinheiros
Sample 03	9,1	1,1	0,0	1,1	80,7	2,9	Pinheiros
Sample 04	9,5	1,6	0,0	1,7	74,9	2,1	Lower Cand
Sample 05	7,7	0,9	0,0	1,3	77,3	2,4	Lower Cand
Sample 06	9,3	1,4	0,0	1,6	75,7	2,2	Lower Cand
Sample 07	7,8	1,3	0,0	0,0	85,8	3,3	Lower Cand
Sample 08	9,0	0,4	0,0	0,9	87,3	5,3	Top Cadelári
Sample 09	8,3	1,6	0,0	1,1	74,9	2,0	Top Cadelári
Itararé Gr	17,2	0,4	3,6	4,6	66,6	1,5	
Rio Bonito Fm	24,5	0,0	0,2	1,9	91,8	9,8	
995 Sanga do Cabral Fm	17,4	0,2	1,1	3,9	76,9	2,7	

RECOGNITION OF THE *HYPERODAPEDON* ASSEMBLAGE ZONE (LATE TRIASSIC) IN A RELICTUAL OCCURRENCE OVER THE SUL-RIO-GRANDENSE SHIELD

BRUNO LUDOVICO DIHL HORN

Superintendência Regional de Recife, CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Av. Sul, 2291, Recife, PE, Brazil.
brunoldhorn@gmail.com

CESAR LEANDRO SCHULTZ

Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brazil.
cesar.schultz@ufrgs.br

ANA EMÍLIA QUEZADO DE FIGUEIREDO

Coleção de História Natural, UFPI, Campus Amílcar Ferreira Sobral, BR 343, km 3,5, Floriano, PI, Brazil.
aquezado@yahoo.com.br

FILIPPE ARMANDO MOTTA

Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brazil.
filipe.motta00@gmail.com

ABSTRACT – A group of isolated occurrences of sedimentary rocks located over the Sul-Rio-Grandense Shield, first described as a temporally intermediate unit between the upper deposits of Camaquã Basin and the lower deposits of Paraná Basin was named Caneleiras Formation, with an inferred Devonian age. Later, the discovery of vertebrate fossils (mainly rhynchosaurs) allowed the stratigraphical assignment of these rocks to the Triassic, correlated to the Santa Maria Formation. However, none of the fossils were complete enough to allow a precise taxonomic assignment, hampering more detailed biostratigraphic correlations. This work reports a new rhynchosaur specimen from an outcrop located at Campinas River, near Santana da Boa Vista, Rio Grande do Sul, Brazil. The presence of one maxillary groove allows assigning the material to the genus *Hyperodapedon*, index fossil of the *Hyperodapedon* AZ, which corresponds to the base of the Candelária Sequence, Santa Maria Supersequence. This occurrence shows that, at least on Upper Triassic, the depositional area of the Santa Maria Sequence extended southward of the actual outcrop belt, covering portions of the Shield.

Key words: Triassic, Sul-Rio-Grandense Shield, *Hyperodapedon*, Candelária Sequence.

RESUMO – Um conjunto de ocorrências isoladas de rochas sedimentares, situadas em meio ao Escudo Sul-Rio-Grandense, foi primeiramente descrito como sendo uma unidade temporalmente intermediária entre os depósitos de topo da Bacia do Camaquã (Siluriano) e o pacote basal da Bacia do Paraná (Carbonífero), a qual foi denominada Formação Caneleiras, com idade Devoniana. Posteriormente, a descoberta de fósseis de vertebrados possibilitou o posicionamento estratigráfico de uma parte daqueles sedimentos no Neotriássico, correspondendo à Formação Santa Maria. Entretanto, nenhum dos fósseis encontrados no local permitia uma definição taxonômica ou bioestratigráfica mais precisa. Neste trabalho, foi estudado um esqueleto parcial de rincossauro, proveniente do mesmo afloramento onde foram encontrados os fósseis anteriores, situado no Arroio Campinas, em Santana da Boa Vista, coletado em 1974 e não estudado desde então. A presença de um único sulco entre as fileiras dentárias do maxilar permitiu atribuir o material *Hyperodapedon*, justamente o fóssil-índice da Biozona de *Hyperodapedon*, que ocorre na base da Sequência Candelária da Supersequência Santa Maria, no pacote triássico que aflora ao norte do Escudo. Esta ocorrência evidencia que, pelo menos no início do Neotriássico, a área deposicional da Supersequência Santa Maria estendia-se mais ao sul da atual faixa de afloramentos, cobrindo uma boa parte do Escudo.

Palavras-chave: Triássico, Escudo Sul-Rio-Grandense, *Hyperodapedon*, Sequência Candelária.

INTRODUCTION

Discontinuous sedimentary deposits that crop out over the Sul- Rio-Grandense Shield (SRS), near Encruzilhada do Sul, Santana da Boa Vista, and Canguçu municipalities, were first considered as a distinct lithostratigraphic unit (Caneleiras Formation, Tessari & Picada, 1966). This unit was initially considered of Devonian age, but vertebrate fossils discoveries implied a Triassic age (Menegat & Scherer, 1993) for at least part of the occurrences, suggesting the correlation of the entire package to stratigraphic units of the Paraná Basin occurring right north of the Shield.

Following that interpretation, Ketzer (1997) recognized layers of the “Caneleiras Formation” corresponding to parts of the Gondwanic second order Sequences I, II and III of Milani (1997). In a lithostratigraphic context, it included portions of the Itararé, Rio Bonito, Palermo and Sanga do Cabral formations (Gondwana I Sequence; Permian-Early Triassic), Santa Maria Formation (Gondwana II Sequence; Middle-Late Triassic), and the volcanic Serra Geral Formation (Gondwana III Sequence; Late Jurassic-Early Cretaceous) (Figure 1). Such correlation indicated that almost part the gondwanic sedimentation of the Paraná Basin covered the area now uplifted where outcrops the Sul-Rio-Grandense Shield.

Later, Zerfass *et al.* (2003; 2004) divided the Triassic Gondwana II sequence of Milani (1997) into three third order sequences (Santa Maria I, II and III), the first two including four tetrapod-based Assemblage Zones. Recently Horn *et al.* (2014) recognized a fourth third order sequence between Santa Maria I and II sequences, named Santa Cruz Sequence, which included the *Santacruzodon* Assemblage Zone (AZ). In the same paper, Sequences I and II were respectively renamed Pinheiros-Chiniquá (including the *Dinodontosaurus* AZ) and Candelária (encompassing the

Hyperodapedon and *Riograndia* AZs) sequences. However, in none of these previous papers the fossiliferous Triassic outcrops over the shield were analyzed under this allo/ biostratigraphic framework.

In this paper, we report new fossil materials from one of the Triassic outcrops that occur over the Shield, near Santana da Boa Vista, identified as a *Hyperodapedontinae* rhynchosaur (cf. *Hyperodapedon*) and a traversodontid cynodont. This allows the biostratigraphic correlation of this occurrence to the *Hyperodapedon* AZ, at the lower part of the allostratigraphic Candelária Sequence of Horn *et al.* (2014).

GEOLOGICAL SETTING

Volcano-sedimentary gondwanic relicts above the SRS crop out in various areas, but the more extensive exposures and thicker deposits occur in the vicinity of Santana da Boa Vista, Encruzilhada do Sul, and Amaral Ferrador cities. These were preserved inside grabens generated by reactivation of some regional faults of mainly NE-SW direction. The studied outcrop (UTM 309375m E, 6582617m S) is located in the Moirão River graben, at the west margin of Campinas River (Figure 2).

The exposed rocks include a succession of coarse – sometimes conglomeratic – sandstones with trough cross bedded stratification that grade to siltstones with vertebrate fossils and very fine massive sandstones (Figure 3). The sandstones were interpreted as deposited by fluvial channels and the mudstones as floodplain deposits, characterizing a high sinuosity fluvial system. It does not correspond perfectly to the sedimentary facies of the Candelária Sequence as described by Zerfass *et al.* (2003). According to those authors, rocks of the Sequence II (Candelária Sequence) correspond to medium to fine-grained, cross-bedded sandstones and mudstones

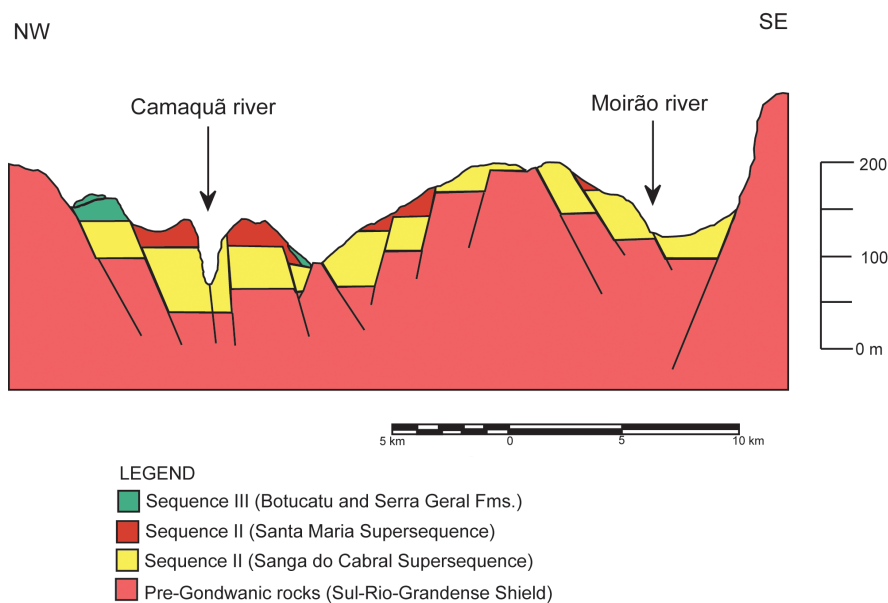


Figure 1. Paraná Basin sequences on Sul-Rio-Grandense Shield, according to Ketzer (1997). Sequences according to Milani (1997) and Zerfass *et al.* (2003) (modified from Ketzer, 1997).

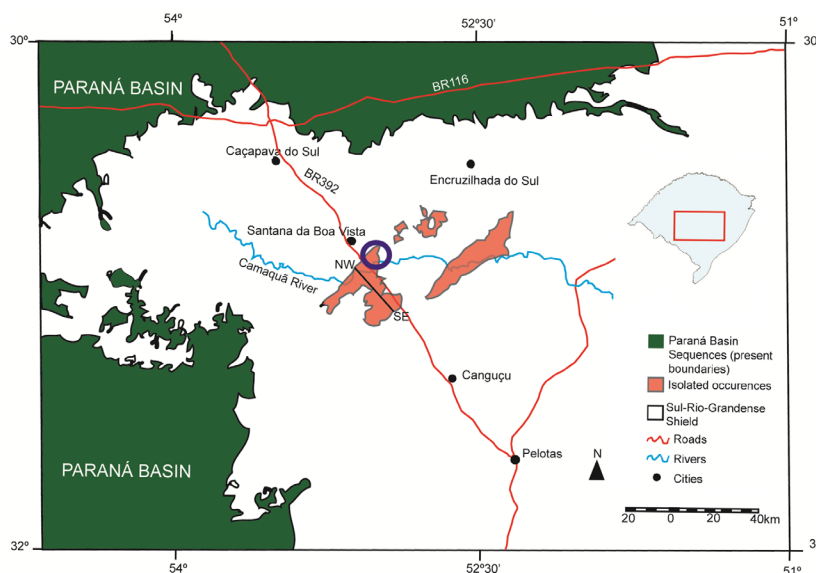


Figure 2. Localization of the studied outcrop (circle) in Rio Grande do Sul State. Modified from Ketzer (1997).

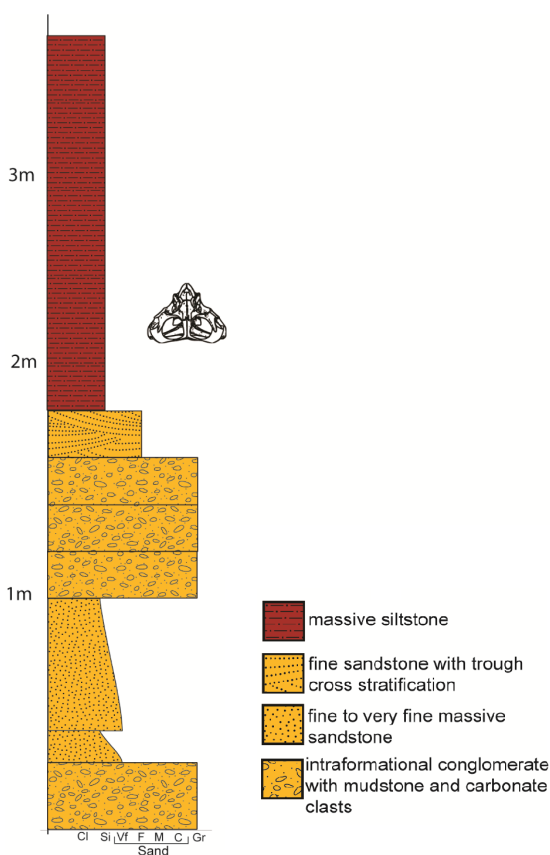


Figure 3. Sedimentary log of the studied outcrop. Rhynchosaur skull indicates the location of the fossil on the outcrop.

lenses at the base, gradating to thick mudstone deposits on the middle part, deposited in a fluvial system with high-sinuosity rivers and floodplains. At the top, the sequence comprises a coarsening-upward succession, including rhythmites with intercalated lenses of fine-grained, cross-bedded, and climbing-rippled sandstones, which represent a lacustrine-

deltaic depositional system. The coarser sedimentation found over the shield suggest a depositional context more proximal than typical for the basin.

FOSSIL MATERIAL

At the studied site, some non-diagnostic rhynchosaur specimens have been previously collected, including femora and ungual phalanges (Faccini *et al.*, 1990). The new material reported here, UFRGS-PV1248-T, includes six vertebrae (one sacral and five dorsals), interclavicle, some rib fragments, right femur and humerus, a fragment of the right pterygoid, and left pterygoid articulated with the palatine and maxillar (Figure 4).

The maxilla has the typical Hyperodapedontinae pattern, with multiple tooth rows divided longitudinally by one or two grooves (Benton, 1983; Langer & Schultz, 2000). In the studied material, the presence of a single groove allows its referral to cf. *Hyperodapedon* (Figure 5).

The maxilla is 154 mm long, which corresponds to a skull about 280 mm long. The cranium length estimative is based on comparison with other specimens (Table 1) deposited at UFRGS (Vertebrate Palaeontology collection at Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil). The other UFRGS specimens range between 150-240 mm in length, so this is the largest specimen of this taxon in the whole collection. Associated to the rhynchosaur bones, there is also a fragmentary traversodontid left maxillar without teeth, UFRGS-PV1264-T, probably related to *Exaeretodon* (Cabrera, 1943) taking into account the characteristic “L-shape” of the empty alveoli. *Exaeretodon* is also a common taxon present in the *Hyperodapedon* AZ (Figure 6). Aside from the Brazilian Triassic, the association *Hyperodapedon/Exaeretodon* also occurs in Late Triassic rocks of Argentina (Ischigualasto Formation) and India (Maleri Formation).

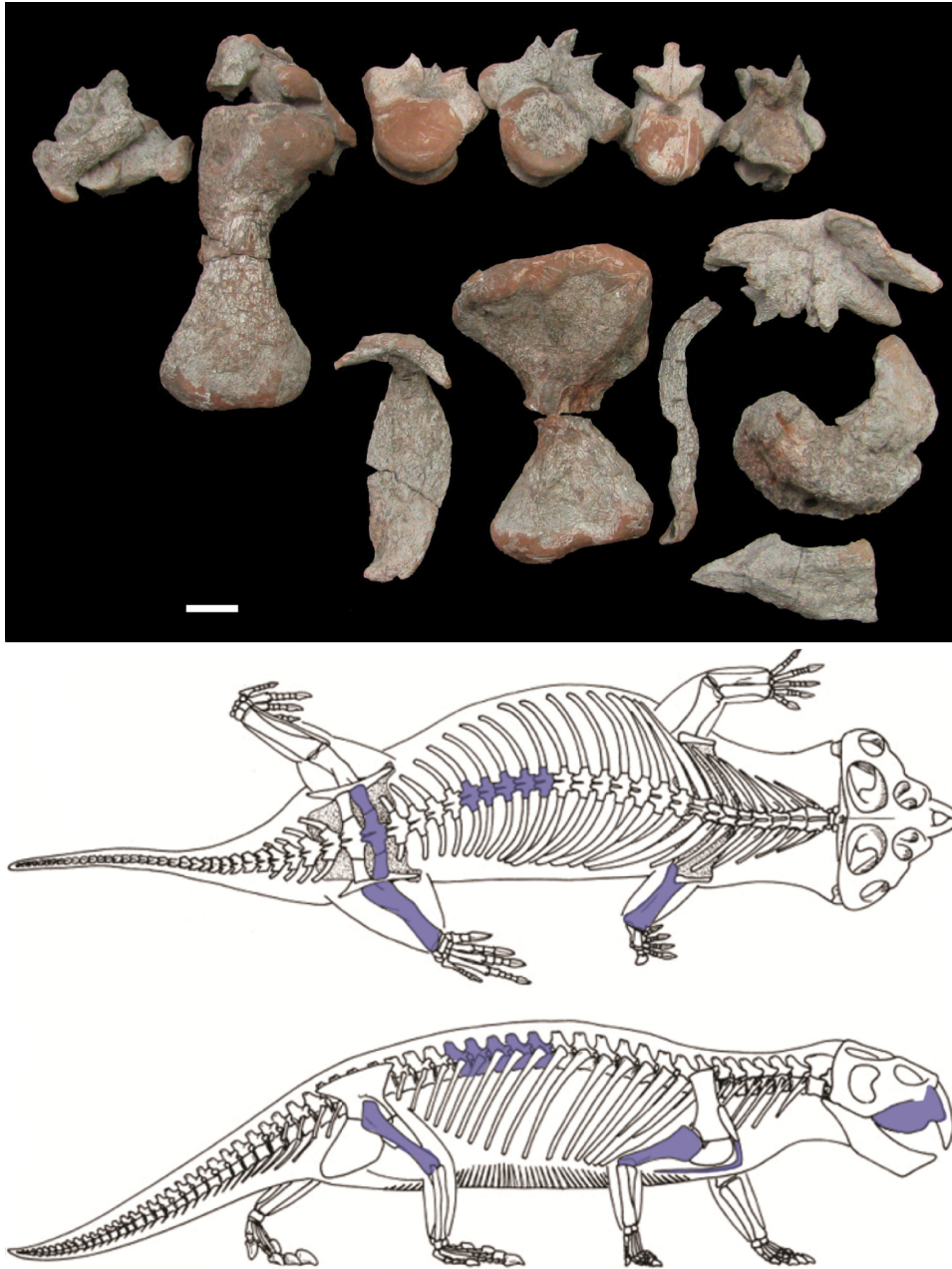


Figure 4. Studied material fossils (UFRGS-PV 1248-T). Top, photographs of the cranial and postcranial material. Below, Rhynchosaur schematic drawing in lateral and dorsal views showing the studied material articulated. Scale bar: Top = 5 cm. Below = out of scale.

DISCUSSION

The rhynchosaur *Hyperodapedon* and the cynodont *Exaeretodon* characterize the *Hyperodapedon* AZ (Carnian), as defined for the basal layers of the Candelária Sequence of the Paraná Basin. Indeed, the reported occurrence indicates that the Candelária Sequence covered – even if partially – the Sul-Rio-Grandense Shield in the early Late Triassic. Zeffass *et al.* (2003) states that the Triassic rocks of Santa Maria Sequence, which occurs only in Rio Grande do Sul State, were deposited in a tectonic context distinct of Paraná basin, as transtensional rifts over the older rocks (including the SRS) that were active during

the Triassic. On the other hand, Ketzner (1997) stated that the isolated occurrences of sedimentary rocks over the shield were preserved by tectonic events, posterior to their deposition in faults or shear zones.

Borba *et al.* (2002) identified significant uplift and seismic activity from Late Permian to Middle Triassic. These could have caused the graben formation and its filling with Triassic deposits. It is worth noting that sediments deposited in these grabens, at least those correlated to the Candelária Sequence, are far coarser than those deposited in the Paraná Basin (Figure 7). This reflects the proximity with the source area for Santa Maria Supersequence, which is suggested to be the Sul-Rio-Grandense Shield itself (Zeffass, 1998).

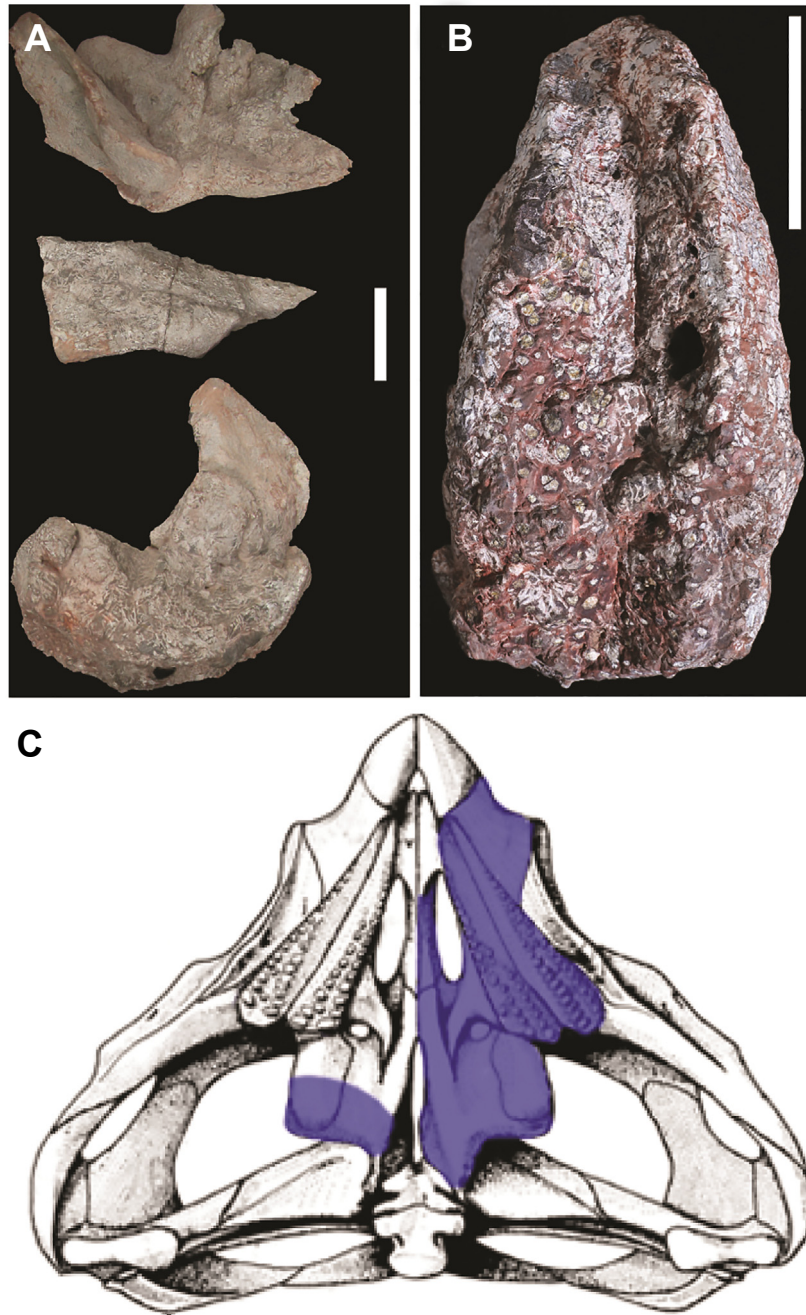


Figure 5. Cranial material (UFRGS-PV 1248-T). **A**, from top to bottom: right pterygoid in ventral view; left pterygoid articulated with palatine in ventral view; right maxilla in lateral view; **B**, maxilla in ventral view showing one groove; **C**, schematic drawing of a rhynchosaur skull in ventral view, showing the presumed position of the studied materials. Scale bars: A,B = 5 cm; C = out of scale.

Table 1. Maxillary and cranial lengths (mm) of some rhynchosaur specimens in the UFRGS collection used to estimate the cranial length of UFRGS-PV 1248-T.

	Maxilla	Cranium
PV0313T	132	240
PV0408T	120	235
PV0199T	101	150
PV1248T	154	280



Figure 6. UFRGS-PV 1264-T, right dentary in occusal view. The shape of the empty alveoli clearly identifies it as a traversodontid, most likely *Exaeretodon* sp. Scale bar = 1 cm.

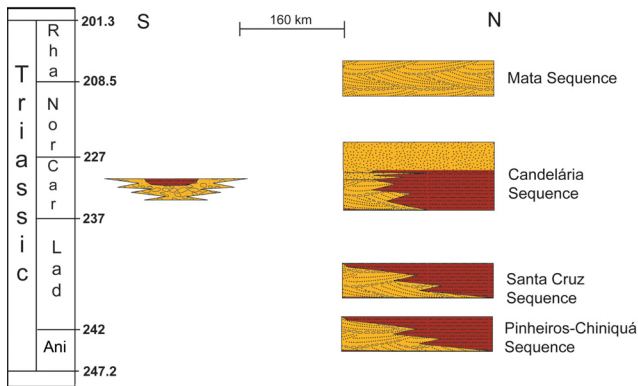


Figure 7. Correlation between the Triassic rock of the Candelária Sequence over the Sul-Rio-Grandense Shield (S, South) and inside the actual limits of Paraná Basin (N, North). **Abbreviations:** Ani, Anisian; Lad, Ladinian; Car, Carnian; Nor, Norian; Rha, Rhaetian. Ages from Gradstein *et al.* (2012).

CONCLUSIONS

New rynchosaur specimens found near Santana da Boa Vista allowed the identification of the genus *Hyperodapedon* and, in consequence, the correlation of the bearing rocks to the *Hyperodapedon* AZ and the extension of the Triassic deposition of the Santa Maria Supersequence over the Sul-Rio-Grandense Shield, in the Late Triassic. However, the structural and depositional context of the Triassic rocks of Southern Brazil, that occurs only in Rio Grande do Sul State, are still unsatisfactorily known. The age of the grabens are uncertain, as are their possible influence on the deposition of these rocks. Indeed, more tectono-sedimentary studies are necessary to explain this depositional history of the Gondwana II Sequence and its relationship with the SRS.

REFERENCES

- Benton, M.J. 1983. The Triassic Reptile *Hyperodapedon* from Elgin: Functional Morphology and Relationships. *Philosophical Transactions of Royal Society*, **302**:605-718. doi:10.1098/rstb.1983.0079
- Borba, A.W.; Vignol-Lelarge, M.L.M. & Mizuzaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:683-692. doi:10.1016/S0895-9811(02)00086-X
- Cabrera, A. 1943. El primer hallazgo de terápsidos en la Argentina. *Notas del Museo de La Plata*, **8**:317-331.
- Faccini, U.F.; Schultz, C.L.; Figueiredo, C.E.; Sangineto, L.R. & Soares, S.C., 1990. et al. 1990. Sobre a ocorrência de vertebrados fósseis triássicos na região de Santana da Boa Vista (RS). *Ciência e Natura*, **12**:103-104.
- Gradstein, F.; Ogg, J.; Schmitz, M. & Ogg, G. 2012. *Geological Time Scale 2012*. Elsevier, 1176 p. doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.01001-5
- Horn, B.L.D.; Melo, T.P.; Schultz, C.L.; Philipp, R.P.; Kloss, H.P. & Goldberg, K. 2014. A new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. *Journal of South American Earth Sciences*, **55**:123-132. doi:10.1016/j.jsames.2014.07.007
- Ketzer, J.M.M. 1997. *Cronoestratigrafia das unidades Gonduânicas preservadas sobre o Escudo-sul-rio-grandense (Formação Caneleiras)*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 215 p.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 255 p.
- Langer, M.C. & Schultz C.L. 2000. A new species of the Late Triassic rynchosaur *Hyperodapedon* from the Santa Maria Formation of south Brazil. *Palaeontology* **43**:633-652. doi:10.1111/1475-4983.00143
- Menegat, R. & Scherer, C.M.S. 1993. Formação Caneleiras (RS) Devoniana ou Permo-Triássica? Critérios para o enquadramento estratigráfico das bacias isoladas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, 1993, Rio Claro. *Resumos expandidos*, Rio Claro, UNESP, p. 90-93.
- Soares, M.B.; Schultz, C.L. & Horn, B.L.D. 2011. New information on *Riograndia guaibensis* Bonaparte, Ferigolo and Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Trithelodontidae) from the Late Triassic of southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* **83**:329-354. doi:10.1590/s0001-37652011000100021
- Tessari, R.I. & Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 147 p. (Boletim 124).
- Zerfass, H., 1998. *Estratigrafia da sedimentação Meso e Neotriássica no Município de São Pedro do Sul, RS: faciologia, análise de proveniência e história diagenética*. Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Trabalho de Conclusão de Curso, 177 p.
- Zerfass, H.; Chemale Jr, F.; Schultz, C.L. & Lavina, E.L. 2004. Tectonics and sedimentation in South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, **166**:265-292. doi:10.1016/j.sedgeo.2003.12.008
- Zerfass, H.; Lavina, E.L.; Schultz, C.L.; Garcia, A.J.V.; Faccini, U.F. & Chemale Jr, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, **161**:85-105. doi:10.1016/S0037-0738(02)00397-4

Received in September, 2014; accepted in March, 2015.

PARTE III:

Anexos, compreendendo: artigos nos quais o pós-graduando é co-autor, resumos e artigos publicados em eventos, relacionados ao tema central da tese.



Calcretes of the Santa Maria Supersequence, Middle Triassic, Rio Grande do Sul, Brazil: Classification, genesis and paleoclimatic implications

B.L.D. Horn^{*}, V.P. Pereira, C.L. Schultz

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre (RS), Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 May 2012

Received in revised form 1 February 2013

Accepted 12 February 2013

Available online 13 March 2013

Keywords:

Calcretes

Paleosol

Paleoclimate

Triassic

ABSTRACT

Carbonate concretions are common features in arid and semi-arid climates. They can be formed under pedogenic conditions, developing complex profiles with or without biogenic contribution or in groundwater conditions, forming thick massive beds of carbonate. Together with other data, calcretes can be used as tools for paleoclimatic and paleoenvironmental interpretation. In Southern Brazil, the Triassic Santa Maria Supersequence (Sequences I and II) includes four types of calcretes with distinct modes of formation: a) precipitation of carbonate in the oscillation zone of the phreatic level, with posterior overlap of vadose and phreatic diagenetic processes; b) precipitation of pedogenic carbonate, forming crusts in the paleosol; c) precipitation of carbonate forming concentric concretions in the stable phreatic level; and d) preservation of root casts due to processes of precipitation in the oscillation zone of the phreatic level. The presence of silica minerals and barite in the concretions is attributed to seasonal changes in water table level. Due to the high evaporation rate in semi-arid climates, the most compatible process of formation of these calcretes is the *per ascensum* model. Integration of calcrete data with the sedimentological and paleontological framework allowed a refinement of paleoclimatic data, suggesting that, despite the scarcity of plant fossils, the Middle Triassic in Southern Brazil was vegetated with plants.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Calcrete is a carbonate-cemented duricrust developed in low-humidity conditions, common in semi-arid and arid climates. It occurs in a wide range of forms and in distinct sedimentary environments, as alluvial fans and floodplains, and is the result of the introduction of calcite and dolomite in soils and sediments (Alonso-Zarza and Wright, 2010).

Calcretes that commonly form within soil profiles, in superficial settings above the groundwater, are pedogenic calcretes and commonly show well developed profiles. However, groundwater may induce carbonate precipitation on the capillary fringe in less superficial settings under the influence of plants (Semeniuk and Meagher, 1981), or seasonal groundwater oscillation. These are termed phreatic or groundwater calcretes and indicate the presence of a relatively shallow water table (Alonso-Zarza, 2003). In these calcretes, biogenic features are unusual, but plants can generate rhizoliths. Klappa (1980) classified the rhizoliths as root molds, root tubules, root casts, rhizocretions and root petrifications, explaining their characteristics and genesis.

In some cases, it may be difficult to distinguish calcretes that formed in groundwater conditions from those formed in pedogenic

environments, due to superposition of process (Mack et al., 2000; Alonso-Zarza, 2003).

Calcretes, along with other geochemical information, are important paleoenvironmental and paleoclimatic indicators, and can aid the interpretation of complex sedimentary settings. Moreover, they contain important information that helps interpret ancient ecosystems, paleogeography and the tectonic, climatic and sedimentary regimes in which they were formed (Alonso-Zarza, 2003; Wright, 2007).

The calcretes in the Triassic Santa Maria Supersequence (Sequences I and II) (Zerfass et al., 2003) have been poorly studied so far. Silvério da Silva (1997) was the first to recognize and describe them, proposing that their fabric was alpha type, intermediate between pedogenic and phreatic, and formed by *per descensum* model of Goudie (1983). According to Silvério da Silva (1997), the negative $\delta^{18}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{O}$ values suggested that they precipitated from freshwater. Da Rosa (2005) has dealt mostly with the macroscopic features of calcretes in the Santa Maria Sequences (Santa Maria Supersequence; Zerfass et al., 2003), assigning their origin to groundwater variation and eodiagenesis. Da Rosa (2005) also stated that phreatic calcretes tend to have larger calcite crystals than pedogenic ones and, when calcite is microcrystalline, it tends to be displacive. Da Rosa et al. (2004) worked with the paleoalterations and paleosols in rocks of the Santa Maria Supersequence, identifying mottled mudstones, carbonate veins and phreatic carbonate formation. Some aspects, as formation mode and detailed petrographic description remain open.

The present work aims to provide the detailed description of phreatic carbonate formation, using petrography, chemical and X-ray diffraction

^{*} Corresponding author at: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre (RS), CEP: 91501-970, Brazil. Tel.: +55 51 33 08 63 66; fax: +55 51 33 08 73 02.

E-mail address: brunoldhorn@gmail.com (B.L.D. Horn).

Tapeworm Eggs in a 270 Million-Year-Old Shark Coprolite

Paula C. Dentzien-Dias^{1*}, George Poinar Jr.², Ana Emilia Q. de Figueiredo³, Ana Carolina L. Pacheco⁴, Bruno L. D. Horn³, Cesar L. Schultz³

1 Laboratório de Paleontologia e Paleoceanografia, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brazil, **2** Department of Zoology, Oregon State University, Corvallis, Oregon, United States of America, **3** Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Porto Alegre, Brazil, **4** Universidade Federal do Piauí, Campus Senador Helvídio Nunes de Barros, Picos, Piauí, Brazil

Abstract

Remains of parasites in vertebrates are rare from the Mesozoic and Paleozoic. Once most parasites that live in – or pass through – the gastrointestinal tract of vertebrates, fossil feces (coprolites) or even intestinal contents (enterolites) can eventually preserve their remains. Here we announce the discovery of a spiral shark coprolite from the Paleozoic bearing a cluster of 93 small oval-elliptical smooth-shelled structures, interpreted as eggs of a tapeworm. The eggs were found in a thin section of an elasmobranch coprolite. Most of the eggs are filled by pyrite and some have a special polar swelling (operculum), suggesting they are non-erupted eggs. One of the eggs contains a probable developing larva. The eggs are approximately 145–155 μm in length and 88–100 μm in width and vary little in size within the cluster. The depositional and morphological features of the eggs closely resemble those of cestodes. Not only do the individual eggs have features of extant tapeworms, but their deposition all together in an elongate segment is typical to modern tapeworm eggs deposited in mature segments (proglottids). This is the earliest fossil record of tapeworm parasitism of vertebrates and establishes a timeline for the evolution of cestodes. This discovery shows that the fossil record of vertebrate intestinal parasites is much older than was hitherto known and that the interaction between tapeworms and vertebrates occurred at least since the Middle-Late Permian.

Citation: Dentzien-Dias PC, Poinar G Jr, de Figueiredo AEQ, Pacheco ACL, Horn BLD, et al. (2013) Tapeworm Eggs in a 270 Million-Year-Old Shark Coprolite. *PLoS ONE* 8(1): e55007. doi:10.1371/journal.pone.0055007

Editor: Julio Francisco Turrens, University of South Alabama, United States of America

Received: November 1, 2012; **Accepted:** December 19, 2012; **Published:** January 30, 2013

Copyright: © 2013 Dentzien-Dias et al. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author and source are credited.

Funding: Financial support was provided by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - Brazil (CNPq) through a study grant (PCD-D, AEQF and BH) and the Project 478914/2006-7 (Edital MCT/CNPq 02/2006 - Universal). This work was also partially funded by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (<http://www.cnpq.br/>) through scholarships granted to AEQF, BH and CLS. The funder had no role in study design, data collection and analysis, decision to publish, or preparation of the manuscript.

Competing Interests: The authors have declared that no competing interests exist.

* E-mail: pauladentzien@gmail.com

Introduction

Paleoparasitology is the study of parasites found in archaeological or paleontological material [1,2]. Parasite remains consists mostly of eggs and larvae of intestinal parasites [3], mainly helminthes, and can provide important diet and disease information regarding their hosts. Helminthes include nematodes (roundworms), trematodes (flukes), cestodes (tapeworms), and acanthocephalans (thorny-headed worms).

Presently, elasmobranchs carry within their spiral intestines various types of parasites, being cestodes the most diverse of them [4]. Cestodes have also been reported from the viscera and body cavity of numerous large teleosts and from the stomach of sharks [5]. Cestodes eggs are characterized by their smooth external surface, mammillations, equatorial bulges, spines or striations [6].

Extant and fossil tapeworm eggs are morphologically very similar to each other and it is impossible to diagnose a specific infection based only on eggs [3] so that paleoparasitological analyses using them are limited to the phylum or ordinal level [7].

Helminth parasites rarely produce eggs with long-lived resistance to environmental stressors. Most of their eggs are fragile, so that they start to decompose very early outside their host [3]. Eggs of some nematode and cestode parasites have a good chance of

recovery [3]. The crucial factor for the preservation of parasite eggs is the rapid interruption of decay. It usually occurs only under extreme moist, arid, frozen or anoxic environmental conditions [7].

In archeological studies is usual to find well-preserved remains of intestinal parasites and pathogens which affected health [3,8,9,10]. However, the older the material, the greater the loss of parasites [9]. In fact, the occurrence of fossil parasites in paleontological material is rare. For the Mesozoic [11], just a single record of intestinal parasites (protozoan cysts and helminth eggs) in a coprolite was described, while in the Paleozoic, a mass of possible helminth eggs from the coprolitic rectal fill of a Pennsylvanian shark, perhaps of cestode origin [12], was described. In addition, circlets of parasitic platyhelminth hooks were found in acanthodians from the Late Devonian [13].

Here in we describe the first definite record of cestode parasites in an elasmobranch coprolite from the Paleozoic (about 270 Ma), which is, in fact, the oldest record of parasite eggs in a vertebrate coprolite. The specimen is housed in the Laboratório de Paleontologia de Vertebrados of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, under the collection number UFRGS-PV-429-P. No specific permits were required for the described field studies.

RESEARCH ARTICLE

The “ χ ” of the Matter: Testing the Relationship between Paleoenvironments and Three Theropod Clades

Marcos A. F. Sales^{1*}, Marcel B. Lacerda¹, Bruno L. D. Horn^{1,2}, Isabel A. P. de Oliveira^{3#}, Cesar L. Schultz¹

1 Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil, **2** Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Superintendência Regional de Recife, Pernambuco, Brazil, **3** Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, Amazonas, Brazil

Current address: Grupo Ampla, Fortaleza, Ceará, Brazil

* marcos.paleo@yahoo.com.br



Abstract

The view of spinosaurs as dinosaurs of semi-aquatic habits and strongly associated with marginal and coastal habitats are deeply rooted in both scientific and popular knowledge, but it was never statistically tested. Inspired by a previous analysis of other dinosaur clades and major paleoenvironmental categories, here we present our own statistical evaluation of the association between coastal and terrestrial paleoenvironments and spinosaurids, along with other two theropod taxa: abelisaurids and carcharodontosaurids. We also included a taphonomic perspective and classified the occurrences in categories related to potential biases in order to better address our interpretations. Our main results can be summarized as follows: 1) the taxon with the largest amount of statistical evidence showing it positively associated to coastal paleoenvironments is Spinosauridae; 2) abelisaurids and carcharodontosaurids had more statistical evidence showing them positively associated with terrestrial paleoenvironments; 3) it is likely that spinosaurids also occupied spatially inland areas in a way somehow comparable at least to carcharodontosaurids; 4) abelisaurids may have been more common than the other two taxa in inland habitats.

OPEN ACCESS

Citation: Sales MAF, Lacerda MB, Horn BLD, de Oliveira IAP, Schultz CL (2016) The “ χ ” of the Matter: Testing the Relationship between Paleoenvironments and Three Theropod Clades. PLoS ONE 11(2): e0147031. doi:10.1371/journal.pone.0147031

Editor: Faysal Bibi, Museum für Naturkunde, GERMANY

Received: June 16, 2015

Accepted: December 28, 2015

Published: February 1, 2016

Copyright: © 2016 Sales et al. This is an open access article distributed under the terms of the [Creative Commons Attribution License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author and source are credited.

Data Availability Statement: All relevant data are within the paper and its Supporting Information files.

Funding: This work was supported by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Ph.D. scholarship, grant number 141268/2013-1 MAFS.

Competing Interests: The authors have declared that no competing interests exist.

Introduction

Paleontology, as a science which deals with ancient life, was never solely a descriptive activity; therefore, some attempts to “resurrect” extinct organisms can be found since its earliest days. This task must rely on empirical evidence, comparisons with modern analogues, and bio-mechanical modeling [1], along with methodological frameworks, like the Extant Phylogenetic Bracket [2], and new technologies, like computed tomography and isotopic analyses [3–8]. In this regard, dinosaurs are common targets of these approaches and they are undeniably good examples of the turnovers of ideas and (mis)conceptions about the way the ancient ecosystems have been seen [9].

NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS DO CAMPANIANO E MAASTRICHTIANO DO PLATÔ DE SÃO PAULO, BRASIL: RESULTADOS PRELIMINARES

RODRIGO DO MONTE GUERRA¹, ANDREA CONCHEYRO² & GERSON FAUTH¹

¹ITT FOSSIL, Instituto Tecnológico de Micropaleontologia, UNISINOS, São Leopoldo, RS, Brasil; ²Laboratório de Bioestratigrafia de Alta Resolución, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Argentina. rmguerra@unisinis.br, andrea@gl.fcen.uba.ar, gersonf@unisinis.br

Este estudo apresenta resultados bioestratigráficos preliminares provenientes da aplicação de uma taxonomia moderna em amostras coletadas pelo DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) Leg 39/356 no Platô de São Paulo. Foram estudadas 34 amostras, preparadas conforme a metodologia padrão (*smear slide*). Depois de preparadas as amostras foram analisadas com auxílio de um microscópio petrográfico Zeiss Axio ImagerA2 com aumento real de 1000x. Uma análise quantitativa foi realizada, onde pelo menos 300 exemplares foram contados por amostra, além de três transversas adicionais em busca de espécies raras. A análise possibilitou o reconhecimento de 114 espécies características do Campaniano superior até o Maastrichtiano superior. A preservação dos nanofósseis calcários presentes nas amostras foi classificada como média, e a abundância de espécies é maior no Maastrichtiano do que no Campaniano. Foram registrados alguns *gaps* sedimentológicos não relatados no relatório original publicado em 1977, além de uma discordância onde foi perdida parte do Maastrichtiano inferior. No topo da seção estudada a última zona bioestratigráfica do Maastrichtiano e a primeira do Daniano não foram registradas.

POSICIONAMENTO BIOESTRATIGRÁFICO DE UMA OCORRÊNCIA DE ROCHAS TRIÁSSICAS SOBRE O ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

BRUNO LUDOVICO DIHL HORN, ANA EMILIA QUEZADO DE FIGUEIREDO, CESAR LEANDRO
SCHULTZ & FILIPE ARMANDO MOTTA

Laboratório de Paleontologia de Vertebrados/UFRGS, Porto Alegre, RS. brunoldhorn@gmail.com,
aquezado@yahoo.com.br, cesar.schultz@ufrgs.br, filipe.motta00@gmail.com

Na década de 60 do século passado, um conjunto de ocorrências isoladas de rochas sedimentares situadas em meio ao Escudo Sul-Rio-Grandense, que ocuparia uma posição intermediária entre os depósitos de topo da Bacia do Camaquã (Formação Guaritas, atribuída então ao Siluriano) e o pacote basal da Bacia do Paraná (Formação Itararé, Carbonífero), foi denominado Formação Caneleiras, com idade Devoniana. Posteriormente, a descoberta de fósseis de vertebrados (cinodontes e rincossauros), revelou que – pelo menos – parte daqueles sedimentos era de idade triássica, correspondendo à Formação Santa Maria. Entretanto, nenhum dos vários fósseis encontrados no local permitia uma definição taxonômica (e, conseqüentemente, uma posição bioestratigráfica) mais precisa. Neste trabalho, foi estudado um material de rincossauro proveniente de um afloramento situado no Arroio Campinas, em Santana da Boa Vista, coletado em 1974 e não estudado desde então. O material consiste em seis vértebras, sendo uma sacral e as demais dorsais, uma interclavícula, fragmentos de costelas, um fêmur e um úmero direitos, um fragmento do pterigóide direito, o pterigóide esquerdo articulado com o palatino e a maxila esquerda. O material tem dimensões que superam consideravelmente todos os outros rincossauros da coleção da UFRGS. A presença de um único sulco na maxila permite atribuir o material ao rincossauro *Hyperodapedon* sp., o que evidencia que estas rochas fazem parte da Biozona de *Hyperodapedon*, base da Sequencia II da Supersequencia Santa Maria, Neotriássico (Carniano-Eonoriano). Esta ocorrência evidencia que, pelo menos no início do Neotriássico, a sedimentação da Bacia do Paraná cobriu uma boa parte do Escudo, sendo que ambos (Escudo + Bacia Sedimentar) foram posteriormente soerguidos e erodidos.

EVIDÊNCIAS DE SISTEMAS LACUSTRES DE GRANDE PORTE NA SEQUENCIA SANTA MARIA II (TRIÁSSICO DO RS)

HORN, B.L.D.¹; GOLDBERG, K.²; SCHULTZ, C.L.²

¹CPRM/SUREG-RE; ²UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

RESUMO: A Supersequência Santa Maria se localiza na porção central do estado do Rio Grande do Sul, e é composta por três sequências deposicionais, denominadas Santa Maria I, II e III e representa a deposição triássica da Bacia do Paraná. Estas rochas possuem um dos maiores conteúdos fossilíferos triássicos, incluindo os primeiros dinossauros. A Sequência Santa Maria II é composta de lamitos, siltitos e arenitos muito finos, tradicionalmente interpretados como grandes planícies de inundação cortadas por rios meandранtes, com pequenos lagos efêmeros remanescentes de grandes enchentes. Bioestratigraficamente, a Sequência Santa Maria II contém a Cenozona de *Hyperodapedon*, situada no Triássico Médio a Superior. Nos últimos anos, foram descritos novos achados de vertebrados fósseis para afloramentos localizados na base da Sequência Santa Maria II, localizados nos municípios de São João do Polêsine e Restinga Seca. Dentre estes novos achados se encontram peixes actinoptérgios e dipnóicos, tubarões hybodontídeos e anfíbios estereospóndilos de grande porte, táxons pouco comuns nas rochas deste pacote, que tem sua fauna predominantemente formada por vertebrados terrestres (inclusive nestes afloramentos), como aetossauros, rincossauros, cinodontes e dinossauros. Foram encontrados também novos registros de carapaças de conchostáceos. Novos dados de campo mostraram a presença, nestes afloramentos, de estruturas sedimentares primárias indicativas de fluxo oscilatório, como marcas onduladas simétricas (*wave ripples*) e estratificação ondulada truncada de médio porte. A presença desta última estrutura sugere a existência de um corpo d'água com uma profundidade de, no mínimo, três metros. A ocorrência destas fácies em cinco afloramentos em um raio de cinco quilômetros também sugere uma continuidade lateral deste corpo lacustre. Essa associação de características faciológicas e paleontológicas indica a presença de lagos de grande porte e não apenas pequenos lagos de planície de inundação, conforme os descritos anteriormente para a Sequência Santa Maria II. A existência de táxons de hábito aquático, porém, não implica em que estes grandes corpos d'água fossem permanentes, uma vez que tanto os conchostráceos quanto os dipnóicos e anfíbios são resistentes a períodos de seca, enquanto que outros peixes poderiam habitar estes lagos apenas nas épocas de cheia, vindos de regiões mais afastadas. Estes novos dados indicam que estes depósitos possam representar episódios excepcionalmente intensos de precipitação, gerando um ou mais lagos que resistiriam mais tempo à evaporação, o que poderia sustentar uma biodiversidade de formas aquáticas ou semi-aquáticas maior do que o até então esperado para a Sequência Santa Maria II.

PALAVRAS-CHAVE: SEQUENCIA SANTA MARIA II; DEPOSITOS LACUSTRES; TRIÁSSICO