

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

**ANÁLISE TAFONÔMICA, BIOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL
DOS INVERTEBRADOS MARINHOS DA REGIÃO DE TIBAGI-PR
(DEVONIANO INFERIOR E MÉDIO DA BACIA DO PARANÁ)**

RODRIGO SCALISE HORODYSKI

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

PORTO ALEGRE – 2014

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

**ANÁLISE TAFONÔMICA, BIOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL
DOS INVERTEBRADOS MARINHOS DA REGIÃO DE TIBAGI-PR
(DEVONIANO INFERIOR E MÉDIO DA BACIA DO PARANÁ)**

RODRIGO SCALISE HORODYSKI

ORIENTADOR: Dr. ROBERTO IANNUZZI

BANCA EXAMINADORA: Dr. ANTÔNIO CARLOS SEQUEIRA FERNANDES

Dr^a. RENATA GUIMARÃES NETTO

Dr. RENATO PIRANI GHILARDI

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

PORTO ALEGRE - 2014

CIP - Catalogação na Publicação

Horodyski, Rodrigo Scalise
Análise Tafonômica, Bioestratigráfica e
Paleoambiental dos invertebrados marinhos da região
de Tibagi-PR (Devoniano Inferior e Médio da Bacia do
Paraná) / Rodrigo Scalise Horodyski. -- 2014.
204 f.

Orientador: Roberto Iannuzzi.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2014.

1. Tafonomia. 2. Invertebrados marinhos. 3.
Bioestratigrafia. 4. Devoniano. 5. Bacia do Paraná.
I. Iannuzzi, Roberto, orient. II. Título.

à minha família...

AGRADECIMENTOS

O autor do presente trabalho gostaria de externar os mais sinceros agradecimentos às instituições e pessoas que cooperaram de alguma forma com esta tese:

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa concedida durante todos os meses de minha dedicação exclusiva deste trabalho.

Ao Departamento de Geociências da Universidade Estadual de Ponta Grossa, pela colaboração e acesso ao Laboratório de Paleontologia e Estratigrafia.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), e a todos os professores dos quais tive o prazer de ser aluno e absorver todos os ensinamentos durante o curso de doutorado.

Ao Prof. Dr. Roberto Iannuzzi, meu orientador da UFRGS, gratidão pela oportunidade oferecida, pela contribuição ao meu crescimento profissional, amizade, confiança, dedicação e ensinamentos.

Ao Prof. Dr. Elvio Pinto Bosetti, da Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), pela amizade, contribuição ao meu crescimento profissional, pelos exaustivos trabalhos de campo, orientações, e dedicação nos anos de trabalho em conjunto. Muito obrigado!

Ao Prof. Dr. Michael Holz, da Universidade Federal da Bahia, pela amizade, trabalhos de campo, informações e discussões necessárias relacionadas principalmente à estratigrafia.

Ao Prof Dr. Yngve Grahn, da Universidade Estadual do Rio de Janeiro e Petrobrás, pela amizade, trabalhos de campo, informações e discussões necessárias relacionadas à estratigrafia e bioestratigrafia do Devoniano.

Ao Prof. Msc. William Mikio Kurita Matsumura, da UFRGS e do Grupo Palaios (UEPG-CNPq), pela amizade, trabalhos de campo, discussões e dedicação nos anos de trabalho em conjunto.

Ao Prof Dr. Sérgio Bergamaschi, da Universidade Estadual do Rio de Janeiro, pelos trabalhos de campo, na qual pacientemente me levou a todos os limites estratigráficos possíveis, informações e discussões importantes relacionadas à estratigrafia do Devoniano.

Ao Prof. Dr. Sandro Marcelo Scheffler, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela amizade, trabalhos de campo, discussões e informações fornecidas, relacionadas, em especial, aos equinodermos.

Ao Prof. Dr. Renato Pirani Ghilardi, da Universidade Estadual Paulista (Bauru), pela amizade, discussões e informações fornecidas relacionadas, em especial, à tafonomia dos artrópodes.

À Profa. Dr^a. Renata Guimarães Netto, da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, pela amizade, trabalhos de campo, discussões e informações fornecidas relacionadas, em especial, à icnologia.

Ao Prof. Dr. Francisco Tognoli, da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, pelos trabalhos de campo, discussões (inclusas no exame de qualificação) e informações fornecidas relacionadas, em especial, à estratigrafia.

Aos Professores membros da "Subcommission on Devonian Stratigraphy" (SDS da International Commission on Stratigraphy), Dr. Peter Isaacson (Moscow, Idaho), Dr. Eberhard Schindler (Frankfurt, Alemanha) e Dr.

Carlton E. Brett (Universidade de Cincinnati, Estados Unidos), pelas incansáveis dezenas de trocas de e-mails relacionadas às importantes discussões sobre o Evento Global de Extinção Kačák, ocorrido durante o Devoniano Médio.

À Prof^a. Dr^a. Jacalyn M. Wittmer (Universidade de Cincinnati) e Msc. Jeanninny Carla Comniskey (Universidade de São Paulo), pelas informações sobre os tentaculitóideos.

À Prof^a. Dr^a Paula Mendlowics Mauller, da Universidade Estadual do Rio de Janeiro, pelos trabalhos de campo, informações e discussões importantes relacionadas à bioestratigrafia do Devoniano.

Ao Prof. Dr. Matts Ericksson, da Universidade de Lund (Suécia), pelas discussões sobre os escolecodontes.

Ao biólogo Daniel Sedorko do Programa de Pós-Graduação em Geografia (UEPG) e Grupo Palaios UEPG\ CNPq, pela amizade, informações, discussões e intensivos trabalhos de campo.

Ao Dr. Fernando Erthal, pelas discussões de tafonomia e traduções de textos.

A todos os membros do Grupo Palaios – Paleontologia Estratigráfica da Universidade Estadual de Ponta Grossa/CNPq, e demais pessoas que por lá passaram, pelos trabalhos de campo e discussões. Obrigado!

À minha família externo um agradecimento especial, onde, sem a amizade, compreensão, confiança e, principalmente, pelo carinho, este trabalho não seria concluído. Obrigado, Amo Vocês!

"O mar é tudo. Ele cobre sete décimos do globo terrestre. Seu sopro é puro e saudável. É um deserto imenso, onde o homem jamais está sozinho, pois sente a vida se movimentando por todos os lados."

Júlio Verne, Vinte Mil Léguas Submarinas, 1870

RESUMO

Os estratos do Devoniano da Bacia do Paraná são reconhecidos no registro estratigráfico como uma unidade de ampla escala e se caracterizam por condições marinhas representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar. Essa sucessão, com idade Lochkoviana a Frasniana, é representada pelo Grupo Campos Gerais que engloba as Formações Furnas, Ponta Grossa e São Domingos. A fauna fóssil encontrada é representante do contexto endêmico paleobiogeográfico Gondwânico, conhecido como Domínio Malvinocáfrico. Este trabalho teve como objetivo, estudar em detalhe a gênese das associações fósseis por meio de sua distribuição bioestratigráfica em quatro seções estratigráficas de superfície, a fim de se estabelecer e reconhecer uma correlação entre as assinaturas tafonômicas e as condições dos ambientes responsáveis pela sua gênese. Os resultados obtidos mostraram uma amplitude e as zonas de maior e menor abundância da fauna, tendo sido muito marcante, em termos de perda de diversidade, os limites Emsiano Inferior\ Emsiano Superior e Eifeliano Superior\ Givetiano Inferior. Apesar disso, é impossível afirmar que houve uma extinção no final do Neoemsiano, por não existirem, ainda, provas contundentes para isso. O que foi de fato registrado é a ocorrência de um evento de extinção de maior magnitude na passagem Eifeliana\ Givetiana, atribuível ao Evento Global de Extinção Kačák. Os estudos tafonômicos dos fósseis ocorrentes em todas as seções estratigráficas (do Praguiano superior ao Givetiano Inferior), puderam evidenciar sete tafofácies abrangendo ambientes que vão do *shoreface* ao *offshore*, quais sejam: (i) *shoreface* médio, dominado por turbulência; (ii) *shoreface* médio a distal, turbulento e influenciado por tempestades; (iii) *shoreface* médio a distal, dominado por tempestades; (iv) *shoreface* distal, influenciado por tempestades; (v) *offshore* transicional, influenciado por tempestades; (vi) lamas de *offshore* estagnadas, influenciadas por tempestades; (vii) *offshore*, dominado por tempestades. A partir deste estudo foi possível reconhecer os padrões de autoctonia e aloctonia e algumas ocorrências *in situ* dos fósseis registrados nas

tafofácies diagnosticadas. Os dados aqui evidenciados mostraram que a ação de ondas normais, correntes e de ondas causadas por tempestade foi responsável pela geração de grande parte do registro fóssil. Além disso, ficou claro que os eventos de tempestades foram muito ativos e determinantes para os modos tafonômicos de preservação, durante o Eo-mesodevoniano. O reconhecimento da amplitude de habitação, hábitos ecológicos e das assinaturas tafonômicas dos *taxa* ocorrentes, forneceram informações importantes para a geração de dados que permitiram reconstruções paleoambientais e paleoecológicas por meio de critérios de estudo de tafofácies.

ABSTRACT

The stratigraphic interval studied herein corresponds to the second sequence order, named the "Paraná Supersequence," ranging from the latest Silurian? to Devonian. It is a succession lithostratigraphically divided into three formations: Furnas, Ponta Grossa and São Domingos. Is here addressed the endemic invertebrate Malvinokaffric fauna, which inhabited the cold epeiric seas from Paraná Basin during Devonian. In this study it is shown the biostratigraphic distribution of fossils in four stratigraphic sections (Latest Pragian to Early Givetian) and how their distribution may have been controlled by preferential taphofacies preservation. The biostratigraphic record show that most of the fauna is concentrated to the Ponta Grossa Formation (Latest Pragian to early Emsian). Nevertheless, it is impossible to say that there was an extinction at the end Late Emsian, because, there is no overwhelming evidence for this. However, it is recorded here is the occurrence of an extinction event of greater magnitude in the Eifelian\ Givetian passage attributable to Global Extinction Kačák Event. Is here approached how different energy levels of storm and normal waves controlled the generation of the recognized taphofacies, in all sections analysed. From this study, it was possible to recognize the authochtony and allochtony patterns, as well as some *in situ* fossil occurrences. The results obtained in all sections analyzed evidenced seven taphofacies, namely: (i) middle shoreface turbulence-dominated, (ii) turbulent mid shoreface storm-influenced, (iii) middle to lower shoreface storm-dominated, (iv) lower shoreface storm-influenced, (v) transitional offshore storm-influenced, (vi) mud-stagnated storm influenced, (vii) offshore storm-dominated. Data here analyzed show that the fair-weather waves, currents and storm waves were responsible for most taphonomic features observed. Furthermore, it is clear that storm events were very active and responsible for the taphonomic modes of preservation during Lower and Middle Devonian. Taphofacies analysis offer criteria for recognizing habitat range, ecological preferences and taphonomic signatures in every occurring taxonomic group, making possible to build important paleoenvironmental and paleoecological reconstruction.

Lista de Figuras

Figura 1: (A) Mapa de localização da área de estudo na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná; (B) Mapa de localização dos afloramentos estudados nos arredores da cidade de Tibagi (Paraná). A = Seção Tibagi-Telêmaco Borba; B = Tibagi-Alto do Amparo; C = Tibagi-Ventania; D = Seção Barreiro; E = Seção tipo de Oliveira (1912).....18

Figura 2: (A) Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul e faixa de afloramentos da margem leste da bacia, onde destaca-se as exposições do intervalo Eo-Paleozóico a Jurássico; (B) intervalo estratigráfico de interesse, situado na Superseqüência Paraná – note retângulo pontilhado (modificado de Milani *et al.*, 1997).....22

Figura 3: Arcabouço cronoestratigráfico da sucessão devoniana na margem leste da Bacia do Paraná (Grahn *et al.*, 2013). Sequências (A-F) de acordo com Bergamaschi (1999). Outras legendas: A = Zoneamento de miosporos para a Europa Ocidental após Streeel *et al.*, (1987) e Steemans (1989). B = Zoneamento de miosporos para o Gondwana Ocidental (Norte do Brasil), após Melo & Loboziak (2003). Mb Tib. = Membro Tibagi da Formação São Domingos. ** = Biozona informal. *** = Zona *Angochitinapra edensibaculata*..27

Figura 4: Esquema da tafonomia e suas subdivisões com os eventos responsáveis pela origem das associações fósseis (retirado de Holz & Simões, 2002).....33

Figura 5: Tafofácies esperadas em mares epeiricos durante o Paleozóico, refletindo as condições de preservação nos diferentes ambientes na bacia. As condições ambientais estão representadas por três parâmetros, i.e taxa de sedimentação, turbulência e oxigenação (adaptado de Speyer & Brett, 1988).38

Lista de Tabelas

Tabela 1: Resumo das assinaturas tafonômicas a serem consideradas em estudo de Tafofácies. Para o significado das assinaturas foram utilizados os trabalhos de Speyer & Brett (1988), Holz & Simões (2002) e atualizações elaboradas por Erthal (2012).....	35
--	----

SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT	3
LISTA DE FIGURAS	4
LISTA DE TABELAS	5
SOBRE A ESTRUTURA DA TESE	10

Parte I

1. INTRODUÇÃO	11
2. JUSTIFICATIVA	13
3. OBJETIVOS	15
4. MATERIAL E MÉTODOS	16
4.1. Área de estudo	16
4.2. Metodologia	19
5. CONTEXTO GEOLÓGICO	21
5.1. Bacia do Paraná	21
5.2. A sucessão Devoniana da sub-Bacia de Apucarana - Bacia do Paraná	23
5.2.1. Formação Furnas	25
5.2.2. Formação Ponta Grossa	28
5.2.3. O Membro Tibagi da Formação São Domingos	28
5.2.4. Formação São Domingos	29
5.3. A passagem Eifeliana\ Givetiana	29
5.3.1. O Evento Kačák	30

6. SOBRE A TAFONOMIA	32
6.1. Alguns exemplos sobre estudos tafonômicos do Devoniano (com ênfase na Bacia do Paraná)	40
7. ANÁLISE INTEGRATIVA DOS DADOS	47
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	50
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

Parte II

Capítulo 1 - "Remarks on sequence stratigraphy and taphonomy of the Malvinokaffric shelly fauna during the Kačák Event in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin), Brazil". Rodrigo Scalise HORODYSKI, Michael HOLZ, Yngve GRAHN & Elvio Pinto BOSETTI. *International Journal of earth sciences*. DOI 10.1007/s00531-013-0954-9, 2013.

Capítulo 2 - "Marine invertebrate taphofacies controlled by storm and wave base level (Devonian of the Apucarana Sub-basin, Paraná Basin, Brazil)". Rodrigo Scalise HORODYSKI, Elvio Pinto BOSETTI, Sandro Marcelo SCHEFFLER, Renato Pirani GHILARDI, Roberto IANNUZZI. *PALAIOS*, artigo submetido.

Capítulo 3 - Characteristics of Lower-Middle Devonian storm deposits of southern Gondwana (Paraná state, Brazil). Rodrigo Scalise HORODYSKI, Elvio Pinto BOSETTI, William Mikio Kurita MATSUMURA, Roberto IANNUZZI. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, artigo submetido.

Parte III

A) Anexo das cartas de submissão dos artigos.

Sobre a estrutura da Tese

Esta tese de doutorado está estruturada em torno de artigos publicados ou submetidos em periódicos científicos. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

a) **Parte I:** Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa do Doutorado, consiste na revisão bibliográfica referente ao escopo principal desta tese, apresentando as informações sobre o Devoniano da Bacia do Paraná, tais como, a estratigrafia e tafonomia do intervalo estudado, além dos métodos e objetivos principais empregados para o desenvolvimento do trabalho.

b) **Parte II:** Artigos publicados em periódicos ou submetidos a periódicos internacionais com corpo editorial, escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado.

c) **Parte III:** Anexos compreendendo as cartas de submissão dos artigos nos quais o pós-graduando é autor.

1. Introdução

Os estratos do Devoniano do estado do Paraná são reconhecidos no registro estratigráfico da Bacia do Paraná como uma unidade de ampla escala (Supersequência Paraná de Milani *et al.*, 2007) e se caracterizam por condições marinhas representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar. Essa sucessão, que se estende do Lochkoviano ao Frasniano, é representada pelo Grupo Campos Gerais que engloba as Formações Furnas, Ponta Grossa e São Domingos (inclusive o Membro Tibagi), conforme a recente proposta de Grahn *et al.*, (2013).

No final do século XIX e início do século XX, houve uma intensa fase marcada pelos trabalhos pioneiros descritivos e classificatórios sobre o Devoniano da Bacia do Paraná que refletiu as tendências da História Natural da época. Posteriormente, entre as décadas de 1940 e 1970, uma segunda fase de estudos foi promovida. Neste novo ciclo buscou-se por respostas e questionamentos de caráter interpretativo, onde foram abordados temas e proposições de modelos envolvendo a autoctonia ou aloctonia dos fósseis, seu aparente endemismo e suas relações com outras bacias sedimentares contemporâneas. Nesta época, os estudos também avançaram na área de Sedimentologia e Estratigrafia, e a paleogeografia do período começou então a ser desvendada. No atual estágio do conhecimento sobre o Devoniano sul brasileiro, observa-se uma tendência à reavaliação dos conceitos clássicos, bem como a reinvestigação dos jazigos fossilíferos sob a perspectiva da tafonomia e da estratigrafia de sequências.

Além de trabalhos já consagrados na literatura, tanto na paleontologia (Clarke, 1913; Kozłowski, 1913; Boucot & Gill, 1956; Melo, 1985) como na estratigrafia (Oliveira, 1912; Maack, 1946; Petri, 1948; Lange & Petri, 1967, Schneider *et al.*, 1974, dentre outros), ou mesmo aqueles realizados sob novas perspectivas em relação aos anteriores (Quadros, 1987; Bosetti, 1989; Ciguel, 1989; Rodrigues *et al.*, 1989; Bolzon *et al.*, 1994; Fernandes, 1996; Mussa *et al.*, 1996; dentre outros), ferramentas de trabalho mais modernas vem sendo aplicadas nos estratos devonianos, reinterpretando os sistemas deposicionais e a relação da fauna vinculada aos mesmos. Trabalhos de cunho tafonômico (*e.g.* Simões *et al.*, 2002; Simões *et al.*, 2003; Rodrigues *et al.*, 2001; Rodrigues, 2002; Rodrigues *et al.*, 2003; Ghilardi, 2004; Zabini, 2007; Zabini *et al.*, 2010; Ghilardi, 2004; Bosetti, 2004; Horodyski, 2010; Bosetti

et al., 2011, dentre outros) ou que se utilizam da estratigrafia de sequências como ferramenta (Assine, 1996; Assine, 2001; Bergamaschi, 1999; Bergamaschi & Pereira, 2001), trouxeram novas interpretações tanto para o controle estrutural no empilhamento estratigráfico dos sítios, como para os sistemas deposicionais associados à paleofauna encontrada. As mais recentes interpretações das superfícies estratigráficas têm demonstrado que a distribuição vertical e horizontal dos bioclastos ocorrentes nas camadas devonianas, assim como sua composição taxonômica aparente, foi fortemente controlada pela história deposicional vigente à época.

A fauna fóssil encontrada nesta sucessão é composta por braquiópodes, trilobites, equinodermos, anelídeos, moluscos bivalves, gastrópodes, ostracodes e tentaculítoídeos, além de ocorrem fragmentos de plantas e traços fósseis associados. Esta se caracteriza pelo predomínio dos braquiópodes e, paleobiogeograficamente, é incluída no Domínio Malvinocáfrico (Richtter, 1941; Melo, 1985), uma província que teria florescido essencialmente no Hemisfério Sul, desenvolvendo-se na América do Sul, Antártica e África do Sul durante o Eodevoniano, e que desapareceu da Bacia do Paraná no Devoniano Médio (e.g. Eogivetiano; Horodyski, 2010; Bosetti *et al.*, 2010; Bosetti *et al.*, 2011; Horodyski *et al.*, 2013).

A fauna Malvinocáfrica, assim denominada, viveu sob condições ambientais drásticas, principalmente, devido à grande e rápida inundação marinha ocorrida na passagem Eifeliano/ Givetiano, que modificou os fatores ecológicos vigentes à época (incluindo oxigenação, temperatura e produção primária), resultando na formação de uma fauna relictual. Horodyski (2010) e Bosetti *et al.*, (2011) reconheceram que a ocorrência dos fenótipos subnormais de tamanho, no início do Givetiano (logo após a inundação), não seria resultado de simples vieses tafonômicos, mas uma real resposta adaptativa às condições de estresse, assinalando uma síndrome pós-evento de modificação ambiental. Desta forma, para confirmar esta história evolutiva da fauna, estudos tafonômicos e estratigráficos de alta resolução no Devoniano Inferior e Médio, com ênfase, nas camadas referentes à passagem Eifeliana/ Givetiana, fazem-se necessário. Com este intuito, a presente tese foi concebida e realizada.

2. Justificativa

Os estratos do Devoniano da Bacia do Paraná apresentam-se atualmente com razoável quantidade de estudos sob o âmbito da tafonomia e paleontologia estratigráfica. Apesar dos novos achados inusitados de fósseis na Formação São Domingos, representados por fenótipos subnormais de tamanho que caracterizariam uma fauna remanescente da crise biótica registrada na passagem Neoeifeiliano/Eogivetiano (Horodyski 2010; Bosetti *et al.*, 2010; Bosetti *et al.*, 2011; Horodyski *et al.*, 2013), as faunas do intervalo Eifeliano/ Givetiano carecem ainda de melhor detalhamento (tafonômico e estratigráfico), devido a novas áreas fossilíferas ocorrentes em camadas estratigráficas pré e pós evento KACĀK já diagnosticadas Bosetti *et al.*, (2011) e Horodyski *et al.*, (2013). Neste sentido, é necessário um maior refinamento do grau de conhecimento dos aspectos estratigráficos, tafonômicos e paleoecológicos deste intervalo, tendo como base, tanto a aquisição e análise de novos dados, como a reinterpretção dos dados já existentes, provenientes de seções de superfície. Um trabalho de detalhe poderá contribuir na melhoria do conhecimento acerca da distribuição espacial (estratigráfica e geográfica) e do inter-relacionamento entre as associações de tafofácies e os tratos de sistemas, aprimorando, através da aplicação dos métodos de análise estratigráfica e tafonômica, a correlação bioestratigráfica e interpretações paleoecológicas das seções de estudo.

Um dos aspectos mais importantes que serão abordados neste trabalho foi o de tentar elucidar a "real" amplitude estratigráfica dos *taxa* ocorrentes no Devoniano da Bacia do Paraná. Uma ampla revisão bibliográfica e intensivos trabalhos de campo de serviram como base para essas investigações. Com exceção de Clarke (1913), Richter (1941) e Melo (1985), nenhum outro trabalho foi desenvolvido com o intuito de se ocupar do controle da variação vertical da paleobiodiversidade do Eo/Meso-devoniano. Estudos mais acurados, abordando-se os grupos recentemente mais estudados, com certeza auxiliarão no estabelecimento da amplitude bioestratigráfica dos *taxa* da Província Malvinocáfrica durante o Neo-praguiano ao Eogivetiano (principalmente, nas seqüências B, C, D e E de Grahn *et al.*, 2013). Notou-se ainda, a partir das inúmeras coletas realizadas, que a precariedade do registro

fóssil associada à má preservação de certos grupos de organismos pode resultar num controle sistemático errôneo dos elementos da fauna em questão.

Por fim, cabe salientar que House (1989, 1996, 2002) ao destacar os eventos de extinções assinalados em diferentes intervalos cronoestratigráficos ao redor do mundo durante o Devoniano, salientou que estes eventos estão normalmente relacionados aos ciclos transgressivo-regressivos de variação do nível eustático, os quais interfeririam de modo significativo nos fatores ambientais vigentes à época. Desta forma, uma análise detalhada da variação na paleobiodiversidade, realizada com o auxílio de um arcabouço fornecido pela estratigrafia de sequências, de datações relativas e da análise de tafofácies possibilitará, possivelmente, a identificação de outros eventos de extinções ou desaparecimento, de menor magnitude, relacionados a determinados grupos para a sucessão devoniana da Bacia do Paraná, além de auxiliar, como já foi dito, no estabelecimento das reais amplitudes estratigráficas dos *taxa*.

3. Objetivos

O presente projeto de tese teve como seguintes objetivos:

1º. Aplicar métodos de análise tafonômica, como o de classes tafonômicas e graus de aloctonia e autoctonia, em associações de invertebrados marinhos encontradas em afloramentos selecionados do intervalo Devoniano;

2º. Interpretar os ambientes dos afloramentos estudados do Devoniano paranaense, com base em análises tafonômicas e de tafofácies e na aplicação de métodos de coleta sistemáticos;

3º. Buscar o empilhamento e posicionamento dos afloramentos estudados no arcabouço estratigráfico de sequências sedimentares já estabelecido por Bergamaschi (1999), Bergamaschi & Pereira, (2001) e Grahn *et al.*, (2013);

4º. Aliar os dados tafonômicos aos fornecidos pelo arcabouço estabelecido a partir do uso da Estratigrafia de Sequências (por Bergamaschi, 1999; Bergamaschi e Pereira, 2001; Grahn *et al.*, 2013), com o objetivo de vincular os *taxa* ocorrentes aos tratos de sistemas;

5º. Observar a paleobiodiversidade e amplitude estratigráfica da fauna Malvinocáfrica no intervalo de estudo, através de trabalhos de campo e revisão bibliográfica, a fim de diagnosticar os possíveis níveis e causas dos desaparecimentos (extinção *versus* viés tafonômico) de determinados grupos;

6º. Diagnosticar, interpretar e explicar o Evento Global de Extinção Kačák, ocorrente no Devoniano médio da Bacia do Paraná, com base na estratigrafia local, tafonomia e bioestratigrafia.

Deste modo, espera-se para o intervalo estudado: (a) estabelecer um modelo tafonômico-estratigráfico que explique as associações existentes e a distribuição estratigráfica dos fósseis de invertebrados marinhos, (b) confirmar e interpretar os eventos de extinção, com especial ênfase no Evento Kačák, e (c) estabelecer a reconstrução paleoecológica dessas comunidades e seus habitats.

4. Material & Métodos

4.1. Área de Estudo

As áreas foram escolhidas nos arredores da cidade de Tibagi devido à maior concentração de afloramentos que representam os estratos referentes ao Devoniano.

É importante destacar que as interpretações das seções estratigráficas de superfícies levantadas, listadas a seguir, contaram com o apoio dos estratígrafos vinculados ao Projeto intitulado “O Devoniano do Estado do Paraná revisitado: uma ação integrativa de áreas e ferramentas de trabalho” [Edital MCT/CNPq nº 032/2010 - Fortalecimento da Paleontologia Nacional - CNPq – 401796/2010-8], no qual o presente autor desta tese foi membro participante.

As áreas utilizadas no presente estudo são abaixo listadas e comentadas, e se encontram situadas no mapa da Figura 1.

A. Seção colunar Tibagi - Telêmaco Borba (Bergamaschi, 1999) (PR-340. Tibagi):

- Área já explorada sob o ponto de vista paleontológico (e.g. Ghilardi, 2004; Zabini, 2010; Zabini *et al.* 2012; Bosetti *et al.* 2011). Os afloramentos prospectados são correlatos ao intervalo Neopraguiano/ EoGivetiano (Formações Ponta Grossa [Seq. B] e São Domingos [Seq. C, D e E]).

B. Seção colunar Tibagi - Alto do Amparo (Bosetti & Horodyski, 2008) (BR-153. Tibagi):

- A área foi parcialmente descrita em detalhe por Bosetti & Horodyski (2008) e Horodyski (2010). Os afloramentos prospectados são correlatos ao intervalo Neopraguiano/ EoGivetiano (Formações Ponta Grossa [Seq. B] e São Domingos [Seq. C, D e E]).

C. Seção colunar Tibagi - Ventania (BR – 153. Tibagi - Ventania):

- Ampla área de afloramentos significativos, dado o estado de conservação e extensão lateral dos mesmos. Os afloramentos prospectados são correlatos ao intervalo Neopraguiano/ EoGivetiano (Formações Ponta Grossa [Seq. B] e São Domingos [Seq. C, D e E]).

D. Seção colunar Serra do Barreiro (Petri, 1948; Melo, 1985; Horodyski, 2010; Bosetti *et al.*, 2011; Bairro São Domingos - Tibagi):

- A área possui notória importância pelo fato de ser detentora de registro da grande crise biótica (Evento Kačák), ocorrida na passagem Eifeliana/ Givetiana (importante *datum* para correlação) e apresentar extensas áreas de afloramentos. Esta área está muito bem definida sob o ponto de vista de análise tafonômica, paleontológica e estratigráfica (Horodyski, 2010; Bosetti *et al.*, 2011; Horodyski *et al.*, 2013).

E. Área tipo de Euzébio de Oliveira (1912) (BR-153, Tibagi):

- Área inicialmente estudada por Euzébio de Oliveira (1912) e não mais desde aquela época. A área apresenta todos os contatos litoestratigráficos descritos originalmente para o Devoniano paranaense (Oliveira, 1912) e, portanto, o resgate de sua situação geográfica bem como sua prospecção, utilizando-se para isso de novas ferramentas de trabalho, foi fundamental. Esta área foi levantada sob o ponto de vista estratigráfico (Grahm *et al.*, 2013) e paleontológico, através de coletas de alta resolução tafonômica.

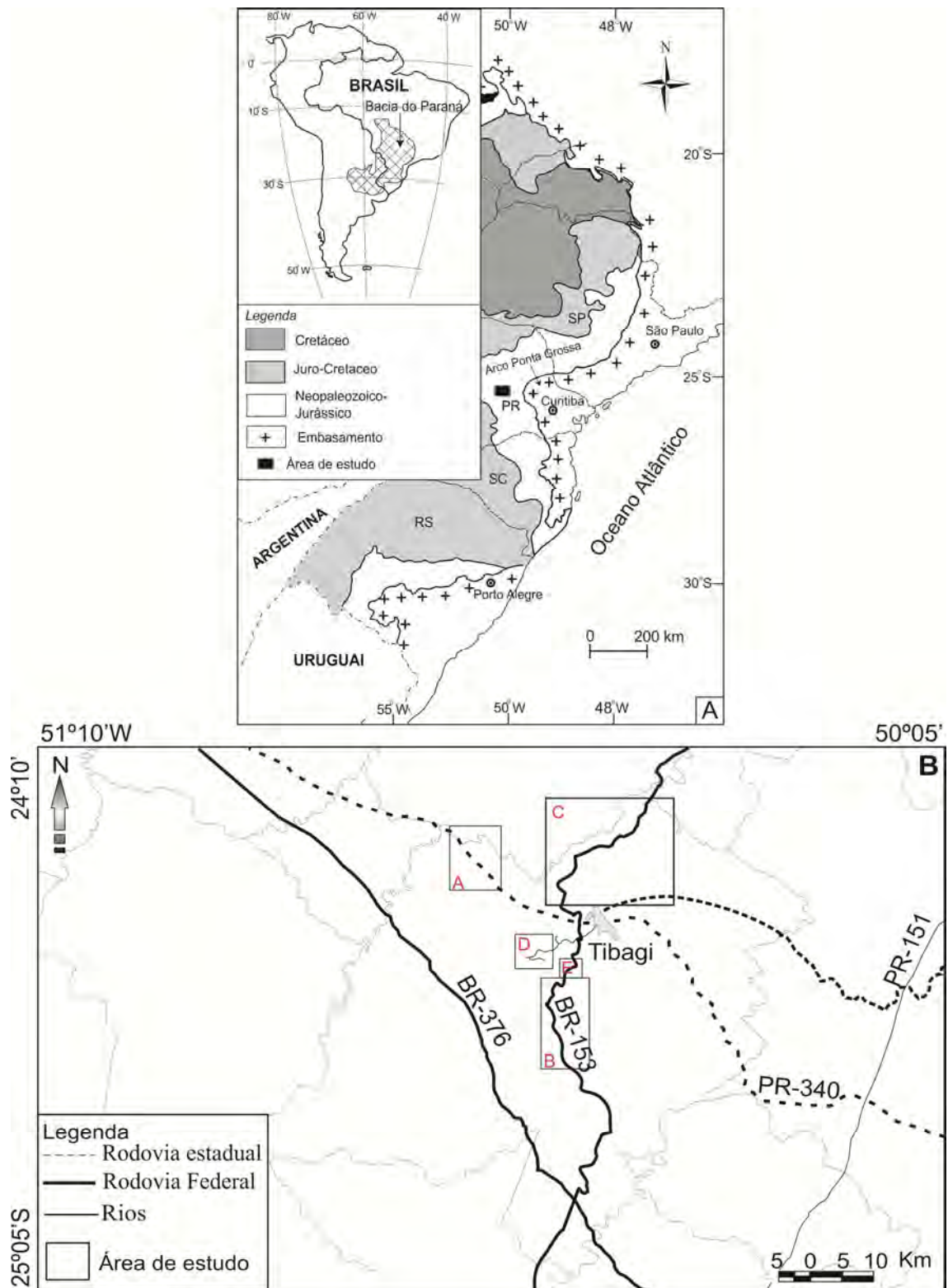


Figura 1 – (A) Mapa de localização da área de estudo na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná; (B) Mapa de localização dos afloramentos estudados nos arredores da cidade de Tibagi (Paraná). A = Seção Tibagi-Telêmaco Borba; B = Tibagi-Alto do Amparo; C = Tibagi-Ventania; D = Seção Barreiro; E = Seção tipo de Oliveira (1912).

4.2. Metodologia

O presente projeto adotou as seguintes etapas de trabalho apoiadas nos respectivos métodos:

1^a. Revisão bibliográfica, utilizando-se dos acervos das bibliotecas especializadas em Geociências e dos periódicos disponibilizados junto ao Portal CAPES;

2^a. Realização de trabalhos de campo mediante coleta de alta resolução tafonômica (seguindo o Protocolo tafonômico/paleoautoecológico de Simões & Ghilardi, 2000) e estratigráfica (utilizando o arcabouço estabelecido por Bergamaschi, 1999, atualizado por Bergamaschi & Pereira, 2001, e Grahn *et al.*, 2013), sendo que a coleta do material fóssil teve como um dos principais objetivos a busca de bioclastos preservados nos limites das sequências e das unidades litológicas ocorrentes nas seções de estudo;

3^a. Análise da paleobiodiversidade de toda a fauna da sucessão aflorante do intervalo da área de estudo, buscando estabelecer a amplitude estratigráfica com o auxílio do arcabouço estratigráfico já estabelecido para as seções analisadas, a fim de diagnosticar a ocorrência de desaparecimentos de menor ou maior magnitude no registro (i.é, em diferentes níveis estratigráficos e/ou idades);

4^a. Interpretação dos dados: **(i)** tafonômicos - identificar as feições bioestratinômicas (graus de empacotamento, graus de seleção, distribuição dos bioclastos na matriz, bioerosão, arredondamento e incrustação, dentre outros) e buscar a relação entre as assinaturas tafonômicas das concentrações e seu possível significado paleoambiental (Speyer & Brett, 1988; Speyer & Brett, 1988; Speyer & Brett, 1991; Holz & Simões, 2002); **(ii)** estratigráficos - contextualizar os dados obtidos e as respectivas interpretações tafonômicas e de tafofácies junto aos tratos de sistemas identificados, utilizando-se, para isso, os princípios da estratigrafia de seqüências e modelos integrativos (paleontologia-estratigrafia) já apresentados por alguns pesquisadores em trabalhos anteriores (Holz & Dias, 1997; Ghilardi, 2004; Bosetti, 2004; Zabini *et al.*, 2010; Zabini *et al.*, 2012);

5^a. Análise integrativa reunindo todos os resultados obtidos dos estudos tafonômicos, faciológicos, paleontológicos (taxonômicos), estratigráficos e

bioestratigráficos, a fim de estabelecer (i) modelos paleoecológicos relativos às paleocomunidades e seus habitats, bem como (ii) a sucessão faunística do intervalo analisado em detalhe, caracterizando assim os tipos e as causas das mudanças ocorridas através do tempo.

5. Contexto Geológico

5.1. Bacia do Paraná

A Bacia sedimentar do Paraná (Fig. 2A), localizada no continente sul-americano, é classificada como uma bacia cratônica intercontinental e de natureza policíclica. É uma sinéclise de grande extensão que ocorre na porção territorial do Brasil meridional (estados do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul), Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, possuindo uma área de 1,5 milhão de quilômetros quadrados (Milani *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2007) (Fig. 2). Ocorrem em seus limites diversos arcos estruturais soerguidos paralelamente às suas bordas. Os arcos de São Vicente e o da Canastra delimitam a porção norte, enquanto que os arcos de Martin Garcia, Pampeano, Ocidental-Oriental e de Assunção fazem o limite da porção sul, sudeste e oeste, respectivamente. Devido à força do tectonismo de ruptura ocorrido no Mesozóico, devido à fragmentação do Supercontinente Gondwana, o limite para leste não fica em território brasileiro. No Brasil, a bacia é subdividida em dois depocentros, a sub-Bacia de Alto Garças, ao norte, e a sub-Bacia de Apucarana, ao sul, separados pelo arco estrutural de Campo Grande-Três Lagoas.

A Bacia mostra-se hoje como uma estrutura razoavelmente íntegra na sua extensão brasileira, apesar do longo período de erosão a que foi sujeita. Isso talvez se deva ao seu comportamento tectônico, mas em boa dose deve-se também à proteção fornecida pelas camadas de basalto e pelo emaranhado de injeções de rochas intrusivas básicas, sob a forma de diques, no fim da Era Mesozóica. O registro estratigráfico da bacia compreende um pacote sedimentar-magmático com cerca de sete mil metros de espessura total no eixo deposicional, que coincide geograficamente com o depocentro estrutural da sinéclise da calha do rio que lhe empresta o nome (Milani *et al.*, 2007). Milani *et al.*, (2007) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis unidades de ampla escala ou Supersequências (Vail *et al.*, 1977; Fig. 2B), na forma de pacotes rochosos que materializam, cada um deles, intervalos temporais de algumas dezenas de milhões de anos de duração e que são envelopados por superfícies de discordância de caráter inter-regional, são elas: Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Supersequência Paraná

(Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico), Supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Supersequência Bauru (Neocretáceo). As três primeiras são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar, ocorridos no Paleozoico, enquanto que as três últimas correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas.

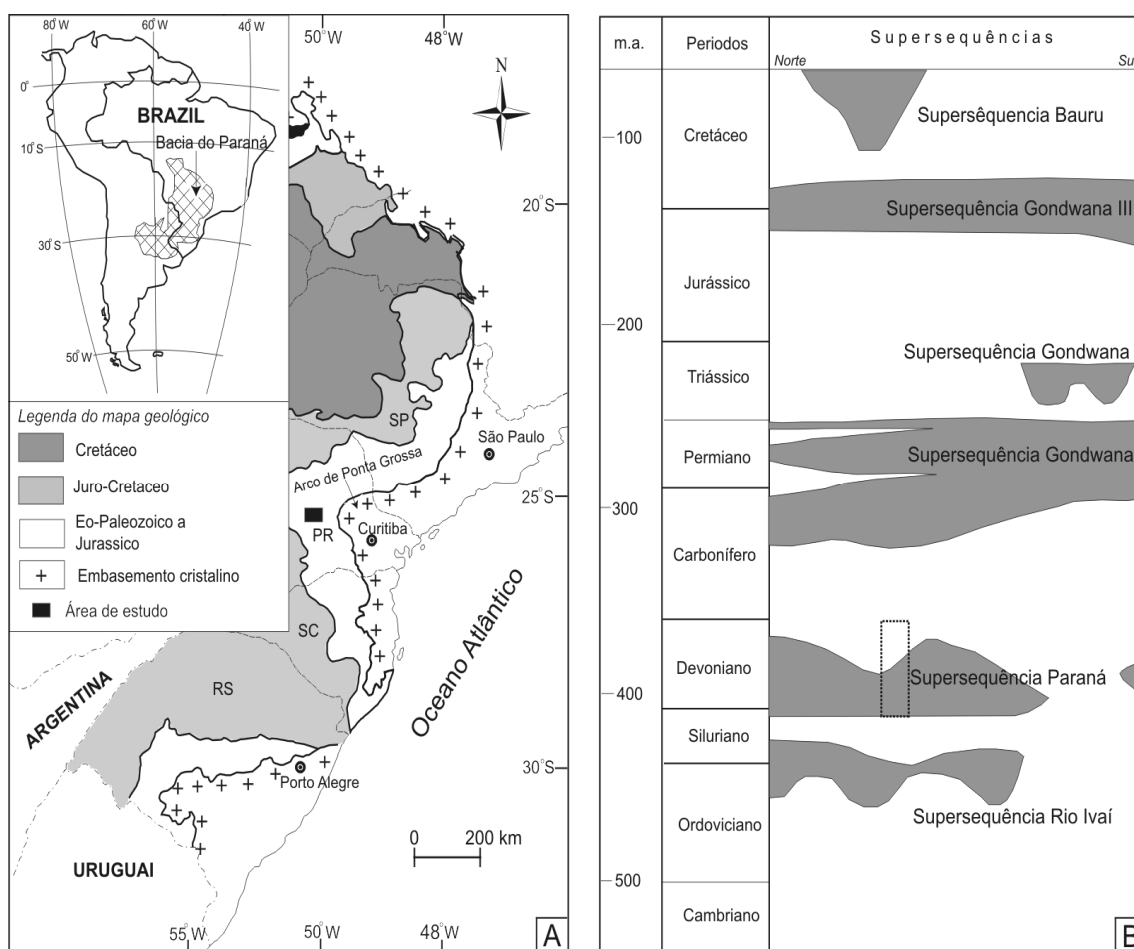


Figura 2 – (A) Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul e faixa de afloramentos da margem leste da bacia, onde destaca-se as exposições do intervalo Eo-Paleozóico a Jurássico; (B) intervalo estratigráfico de interesse, situado na Supersequência Paraná – note retângulo pontilhado (modificado de Milani *et al.*, 1997).

5.2. A sucessão Devoniana na sub-Bacia de Apucara - Bacia do Paraná

As primeiras tentativas de organização dos estratos devonianos do que hoje se compreende como Supersequência Paraná (Milani *et al.*, 2007), foram escritas pela primeira vez por Derby (1878). À Oliveira (1912) é atribuída a pioneira divisão do pacote devoniano da região meridional da bacia, a partir da base, em “Grés de Furnas”, “Shistos de Ponta Grossa” e “Grés de Tibagi”. Os aspectos sedimentológicos e paleontológicos deste pacote foram investigados inicialmente por Kayser (1900), Clarke (1913) e Kozłowski (1913). Posteriormente, Petri (1948) formalizou as unidades devonianas de acordo com o Código Norte Americano de Nomenclatura Estratigráfica, propondo as denominações Formações Furnas e Ponta Grossa. Mais tarde, Lange & Petri (1967) formalizaram a litoestratigrafia do Devoniano paranaense propondo a divisão tripartite da Formação Ponta Grossa, constituída, a partir da base, pelos membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos. Através de dados de subsuperfície, Northfleet *et al.*, (1969) e Schneider *et al.*, (1974) adotaram a designação “Grupo Paraná”, para englobar as duas formações, sem mencionarem membros, tratando-as assim como indivisas. Melo (1985), baseado na prioridade dos termos conferidos por Maack (1947), redefiniu a unidade superior, designando-a de Formação Santa Rosa definindo-a com seus respectivos membros: Ponta Grossa, Tibagi e São Domingos (da base para o topo). Com base no estudo de microfósseis, Grahn (1992) propôs uma divisão tripartite do Devoniano do estado do Paraná, a saber: Formação Furnas, na base, Formação Ponta Grossa, na porção média, e Formação São Domingos, no topo. Sob a óptica da Estratigrafia de Sequências, os sedimentos devonianos foram estudados por Assine (1996) que resumiu o arcabouço estratigráfico devoniano em três sequências deposicionais, correlacionado-as em parte com as unidades litoestratigráficas existentes, estabelecendo a seguinte ordem do topo para a base:

Sequência Eifeliana-Frasniana:	Fm. Ponta Grossa – Topo do Mb. Tibagi e Mb São Domingos
Sequência Praguiana-Eifeliana:	Fm. Furnas – Unid. III e Fm. Ponta Grossa – Mb. Jaguariaíva e Mb. Tibagi
Sequência Lochkoviana:	Fm. Furnas – Unid. I e II

Bergamaschi (1999), também usou os princípios da Estratigrafia de Sequências e resumiu as sequências devonianas do Paraná, correlacionando-as com as unidades litoestratigráficas pré-existentes, na seguinte ordem, do topo para a base:

Seqüência Depositional “F”	Frasniano – Fm. Ponta Grossa
Seqüência Depositional “E”	?Neo-Eifeliano/ Neo-Givetiano – Fm. Ponta Grossa
Seqüência Depositional “D”	Eifeliano – Fm. Ponta Grossa
Seqüência Depositional “C”	?Neo-Emsiano/ ?Eo-Eifeliano – Fm. Ponta Grossa
Seqüência Depositional “B”	?Neolochkoviano/ Emsiano – Fm. Ponta Grossa
Seqüência Depositional “A”	?Pridoliano/ Lochkoviano – Fm. Furnas

Mais recentemente, vários autores (Grahn 1992; Grahn *et al.*, 2000; Gaugris & Grahn (2006); Mendlowicz Mauller *et al.*, 2009; Grahn *et al.*, 2010; Grahn *et al.*, 2013), resgatando a proposta original de Oliveira (1912), propuseram a divisão litoestratigráfica do siluro-devoniano nas formações Furnas (Pridoliano-Neo-Lochkoviano), Ponta Grossa (Neo-Praguiano/Eo-Emsiano) e São Domingos (incluindo o Membro Tibagi - Neo-Emsiano/Frasniano).

O arcabouço litoestratigráfico original de Grahn (1992), de estratigrafia de sequências de Bergamaschi (1999), e a conseqüente correlação entre ambos, elaborada em Grahn *et al.*, (2013), é o utilizado para o presente trabalho. As justificativas para isso têm várias razões. Em primeiro lugar, as seis sequências deposicionais de Bergamaschi (1999) estão dentro do intervalo hierárquico de poucos milhões de anos de duração e são de fácil reconhecimento *in loco*, proporcionando o controle específico sobre a sedimentação ocorrida. Adicionalmente, há no trabalho de Bergamaschi (1999) uma seção de superfície completa (seção colunar Tibagi-Telêmaco Borba) na área de desenvolvimento do presente estudo, o que facilitou a identificação e o trabalho de campo na região de Tibagi, PR. Ainda, todos os limites estratigráficos da proposta de Bergamaschi (1999) foram reavaliados e redatados por Grahn *et al.*, (2013). Por outro lado, o arcabouço litoestratigráfico de Grahn (1992) também é facilmente reconhecível em campo (dos sedimentos mais finos, da Formação Ponta Grossa, aos mais grossos, da Formação São Domingos),

principalmente os seus limites, atribuídos ao estratótipo original, estabelecido no trabalho de Oliveira (1912). Além disso, coincidentemente, a ocorrência dos fósseis da fauna de invertebrados, torna-se muito menos abundante e diversificada na Formação São Domingos. Fato este que deveria ser investigado, pois pode ser fruto de um momento de extinção (*c.f.* Bosetti *et al.*, 2012) ou de processos preservacionais tafonômicos negativos. Portanto, uma breve descrição das formações conforme estabelecido pelos autores citados acima é aqui apresentada, e seu posicionamento cronoestratigráfico pode ser também observado na Figura 3.

5.2.1. Formação Furnas

A Formação Furnas (Siluro-Devoniano) é frequentemente descrita como uma monótona sequência de arenitos quartzosos brancos, de granulação média a grossa, feldspáticos e/ou caulínicos, portadores de estratificações cruzadas de várias naturezas, aos quais se interestratificam a delgados níveis de conglomerados, sobretudo na porção basal (Assine, 1996).

Com espessuras entre 250 e 300 metros, a Formação Furnas aflora no flanco leste da bacia, desde o sul do Paraná até as imediações de Itapeva (SP), voltando a ocorrer no flanco norte, em Goiás e Mato Grosso, sendo recoberta em grande parte da bacia pela Formação Ponta Grossa. Discordantemente é também recoberta pelo Grupo Itararé em áreas restritas, como no centro-leste do Mato Grosso, e pelas formações Botucatu, Bauru e Cachoeirinha (Lange & Petri, 1967).

Segundo Bergamaschi (1999), a Formação Furnas representa uma deposição litorânea/marinha-costeira. Para Sanford & Lange (1960), Bigarella *et al.*, (1966) e Lange & Petri (1967), a unidade é de origem marinha, enquanto que Northfleet *et al.*, (1969) e Schneider *et al.*, (1974) a consideram como fluvial. Os icnofósseis de invertebrados marinhos são muito comuns na formação e de importância paleoambiental significativa, pois conferem origem marinha aos sedimentitos onde se fazem presentes (Lange, 1942; Acenõlaza & Ciguel, 1986; Rodrigues *et al.*, 1988, 1989; Fernandes, 1996; Fernandes *et al.*, 2002; Assine & Góis, 1996; Assine, 1999; Netto *et al.*, 2012). Embora a discussão quanto aos ambientes ainda exista, pois há a ocorrência de fragmentos de plantas fósseis no pacote superior da unidade (Gerrienne *et al.*, 2001), a Formação Furnas foi datada recentemente por Grahn *et al.*, (2010), a

partir do que foi constatado a existência de um hiato entre as formações Furnas e Ponta Grossa. O contato, segundo os autores, constitui-se em uma superfície de ravinamento, gerada pelos processos transgressivos marinhos observados no contato das duas formações. Esta unidade equivale a Sequência A de Bergamaschi (1999) e tem idade de Lochkoviano (Figura 3).

Idade	Litoestratigrafia Bacia do Paraná Sub-Bacia de Apucarana	Sequências Bacia do Paraná Sub-Bacia de Apucarana	Esporos		Chitinozoários Grahn 2005 Mendlowicz Mauler et al. 2009
			A	B	
Frasniano		F	IV	TP	U. bastosi S. langei
				BMu	Hoegisphaera glabra
			BM	BPi	
			BJ		
Givetiano	Fm. São Domingos	E	TCo	Trg	Fungochitina microspinata Ancyrochitina taouratinensis
			TA		
Eifeliano		D	AD	Lli	Ramochitina stiphrospinata
			Pre-Lem		
Emsiano	Mb Tib. ? ?	C	Pre-Lem	Per	Alpenachitina eisenacki
			AP		
Emsiano	Fm. Ponta Grossa	B	Pre-Vel	GS	Ancyrochitina varispinosa** Ancyrochitina parisi
			Vel		
Praguiano	?	A	FD	Ainda não definido	Ancyrochitina pachycerata
			AB		
Praguiano		B	Su	Ems	Ramochitina magnifica
			PoW		
Lochkoviano	Fm. Furnas	A	Pre-Su	E	Urochitina loboi
			BZ		
Lochkoviano		A	E	E	Angochitina strigosa
			Z		
			MN	NsZ	

Figura 3 – Arcabouço cronoestratigráfico da sucessão devoniana na margem leste da Bacia do Paraná (Grahn *et al.*, 2013). Sequências (A-F) de acordo com Bergamaschi (1999). Outras legendas: A = Zoneamento de miosporos para a Europa Ocidental após Streele *et al.*, (1987) e Steemans (1989). B = Zoneamento de miosporos para o Gondwana Ocidental (Norte do Brasil), após Melo & Loboziak (2003). Mb Tib. = Membro Tibagi da Formação São Domingos. ** = Biozona informal. *** = Zona *Angochitina pra edensibaculata*.

5.2.2 Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa está assentada sobre a Formação Furnas. Litologicamente constitui-se em folhelhos pretos a cinza claros, argilitos escuros maciços ou laminados e siltitos, intercalados por pacotes arenosos ou lentes de areia, com *wavy* ou estruturas do tipo *hummocky* (Grahm *et al.*, 2013). Nódulos e concreções são observados em níveis estratigráficos distintos. A formação é ricamente fossilífera. Icnofósseis e fósseis de invertebrados marinhos são notáveis e abundantes em praticamente todos os pacotes rochosos. Esta unidade se caracteriza por depósitos marinhos de *shoreface* a *offshore*, em contexto transgressivo, desde o contato com a Formação Furnas. A Formação Ponta Grossa se equivale à Sequência B de Bergamaschi (1999) e é bem representada nos municípios de Ponta Grossa, Tibagi e Jaguariaíva. A idade desta formação é de Neopraguiano a Eoemsiano.

5.2.3. O Membro Tibagi da Formação São Domingos

O Membro Tibagi foi definido por Oliveira (1912) como um pacote de arenitos e siltitos arenosos, micáceos, com *wavy* ou estruturas do tipo *hummocky*. No geral, o membro tem no máximo 20 metros de espessura na localidade tipo. O Membro Tibagi está posicionado na porção mais basal da Formação São Domingos e em contato direto com o topo da Formação Ponta Grossa, no neoestratótipo definido por Grahm *et al.*, (2013), exposto a seis quilômetros a oeste de Tibagi. O neoestratótipo deste membro é bastante fossilífero, com destaque para os lingulídeos infaunais. A idade do membro é Neoemsiano.

5.2.4. Formação São Domingos

A Formação São Domingos está posicionada estratigraficamente acima da Formação Ponta Grossa. É litologicamente composta por argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e arenitos conglomeráticos. Ocorrem acamamento *wavy* e estruturas sedimentares do tipo *hummocky* (Grahn *et al.*, 2013). Nas porções mais basais (= Membro Tibagi) e no topo predominam siltitos e arenitos, intercalados por corpos de argilitos, podendo alcançar alguns metros de espessura e apresentando fósseis de restos de plantas. Esta formação é bastante fossilífera, mas em comparação com a formação subjacente, é muito menor (Bosetti *et al.*, 2012). Na passagem Eifeliana/Givetiana, é registrado o máximo transgressivo na bacia, evidenciado por meio de folhelhos pretos aparentemente afossilíferos (Grahn *et al.*, 2013; Horodyski *et al.*, 2013). Esta formação se equivale às sequências C, D, E e F de Bergamaschi (1999) (Figura 3). Em superfície, é possível reconhecer apenas as sequências C, D e E, correspondentes a esta formação. A idade é Neoemsiense a Mesofrasniano.

5.3. A passagem Eifeliana/Givetiana

O estratótipo global (GSSP - *Global Stratigraphic Section and Point*) do limite Eifeliano/ Givetiano foi estabelecido na seção estratigráfica Mech Irdane, localizada nas montanhas Mech Irdane, no Marrocos (Walliser *et al.*, 1995; Ellwood *et al.*, 2010). Este limite coincide com a passagem que registra o último aparecimento do conodonte *Polygnathus pseudofoliatatus* e o primeiro aparecimento do conodonte *Polygnathus hemiansatus*. O limite coincide com o aparecimento do amonóide *Maenioceras* que é usado como divisor do Devoniano Médio e o aparecimento do dacryoconarídeo *Nowakia otomari*. No Brasil, conodontes foram apenas registrados no Devoniano superior da Bacia do Amazonas (norte do Brasil) por Lemos *et al.*, (1987). Porém, nas camadas rochosas devonianas brasileiras não foram assinalados ainda a presença dos biomarcadores estabelecidos pela proposta da GSSP. Duas hipóteses podem ser levantadas em relação a não ocorrência de amonóides ou conodontes na Bacia do Paraná: ou os fatores paleoclimáticos não favoreceram o estabelecimento ecológico destes dois grupos, talvez pelo posicionamento da bacia em altas latitudes na época; ou eles existiram, mas não ficaram preservados devido aos processos de perdas

tafonômicas, como a dissolução. De qualquer modo, o registro do intervalo Eifeliano/ Givetiano na sub-Bacia de Apucarana é estabelecido através de palinomorfos quitinozoários, acritarcos e esporos, conforme apresentado nos trabalhos de diversos autores (síntese em Grahn *et al.*, 2013). A passagem Eifeliana/ Givetiana é marcada pela ocorrência do quitinozoário *Alpenachtina* na base do Givetiano, correlato à Palinozona "Per" de Melo & Loboziak (2003).

5.3.1. Evento KAČÁK

A principal crise biótica global registrada no Devoniano Médio ocorre na passagem Eifeliana/ Givetiana e constitui-se no principal evento de extinção já diagnosticado na Bacia do Paraná durante o Período Devoniano, o Evento KAČÁK (Bosetti *et al.*, 2011; Horodyski *et al.*, 2013). O Evento KAČÁK (House 1989, 1996, 2002), denominado assim em homenagem ao Membro KAČÁK, da Formação Sbihiro, Bacia de Praga, na República Checa (Chlupáč & Kukal, 1988; House, 1989), foi registrado por House (1985), Chlupáč (1960, 1995), Chlupáč & Kukal (1988) e Hladil & Kalvoda (1993) na transição Eifeliano-Givetiano, através da bioestratigrafia de tentaculitóideos e conodontes. Walliser *et al.*, (1995) e Ellwood *et al.*, (2010) também registram o evento no nível GSSP da passagem Eifeliana-Givetiana, no Marrocos. Mawson & Talent (1989) e Talent *et al.*, (1993) registraram o evento na Formação Papilio, em Queensland na Austrália. House (1991) sugeriu que o evento estivesse representado nas fácies Old Red Sandstone, nas camadas Achanarras Fish Bed, da Escócia. House (1996), ainda indicou a possível ocorrência do evento KAČÁK no Membro St. Mary's Bay, da Formação Nordon, no sudoeste da Inglaterra, na Formação Huergas, na localidade de Catabrian Montains (norte da Espanha), e no sul da França, na região de Montagne Noire. O evento foi ainda identificado por Sun & Bai (1995) na Zona *ensiensis* de conodonte, no sul da China. Nos folhelhos Giesdorf e Freilingen da Eifel Mountains (Alemanha), ele foi registrado por Diener *et al.*, (1996). Por fim, o evento foi registrado recentemente em áreas correlatas na Formação Onondaga, do Grupo Hamilton, Estados Unidos, por Brett *et al.*, (2010a, 2010b) e Desantis & Brett (2010).

Segundo os autores (House, 1985, 1986, 2002) que conceberam o Evento KAČÁK, este corresponderia a um período de anoxia global, marcado pela presença

de extensos depósitos de folhelhos pretos em ambientes marinhos. O pico transgressivo associado com o Evento KAČÁK causou mudanças drásticas no meio ambiente, incluindo a alteração na temperatura, oxigenação e, conseqüentemente, na produção primária. House (1996) sugeriu que o evento estivesse associado às seguintes características: i) sedimentação de folhelhos ou calcários pretos ou cinza escuros, representando ambientes anóxicos ou disóxicos; ii) curto intervalo de tempo de deposição; iii) ampla distribuição global, com maior registro na Eurásia e estratos menos estudados nas Américas; iv) associação diferenciada da fauna, com propagação de alguns táxons oportunistas; v) extinção de grupos taxonômicos subjacentes; vi) associação de significativas anomalias geoquímicas, mudanças nos isótopos de Carbono Orgânico Total (COT), níquel, carbono e oxigênio.

6. Sobre a Tafonomia

A Tafonomia (do grego: *taphos* = sepultamento; *nomos* = leis) é o termo proposto por Efremov (1940) para designar o estudo das “leis” que governam a transição dos restos orgânicos da biosfera para a litosfera. É um termo amplo e constitui parte dos estudos sobre os processos de fossilização, paleobiologia, bioestratinomia e actuopaleontologia. Behrensmeyer & Kidwell (1985) definem a Tafonomia como “o estudo dos processos de preservação e como eles afetam a informação no registro fossilífero”. A Tafonomia é o estudo da perda de informações originais dos organismos que foram afetados por fatores químicos, físicos ou biológicos.

A Tafonomia abrange a bioestratinomia e a diagênese dos fósseis (Fig. 4). A bioestratinomia abrange a história sedimentar dos restos esqueléticos até o soterramento, incluindo as causas de morte de um determinado organismo e sua decomposição, seu transporte e soterramento (Holz & Simões, 2004). A diagênese dos fósseis estuda os processos físicos e químicos que alteram os restos esqueléticos, após o soterramento e o metamorfismo (Seilacher, 1970; Flessa *et al.*, 1992). A tafonomia atua na paleoecologia quando o tafônomo busca informações perdidas na interação organismo-ambiente. Portanto, as assinaturas tafonômicas são o conjunto de características tafonômicas de uma determinada associação fóssil resultantes da dinâmica ambiental (físico/ químico/ biológico).

O conceito de *Tafofácies* foi, inicialmente, proposto com objetivo de estudar em detalhe a gênese das associações fósseis (Brett & Baird, 1986; Speyer & Brett, 1986; Speyer & Brett, 1988). Ele postula que há uma íntima correlação entre as chamadas assinaturas tafonômicas e as condições dos ambientes responsáveis pela sua gênese e, portanto, implica em uma avaliação das características ambientais existentes. Estas assinaturas podem ser discriminadas em termos quantitativos ou qualitativos, por meio de atributos tais como graus de articulação, desarticulação e fragmentação, orientação dos bioclastos, posição dos bioclastos em relação ao plano de acamamento, dentre outros, no caso de macroinvertebrados (Speyer & Brett, 1988; Speyer & Brett, 1991; Holz & Simões, 2002). Deste modo, uma *tafofácies* consiste em uma *associação fossilífera com assinaturas tafonômicas distintas em um determinado nível sedimentar que evidencia com maior segurança a história deposicional dos restos [esqueléticos] em estudo*.

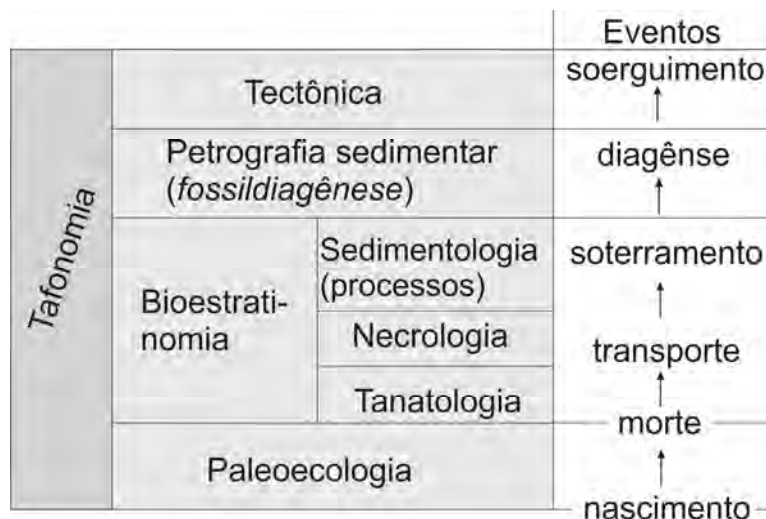


Figura 4 – Esquema da tafonomia e suas subdivisões com os eventos responsáveis pela origem das associações fósseis (retirado de Holz & Simões, 2002).

As tafofácies não podem ser confundidas com litofácies, pois não são caracterizadas por atributos sedimentológicos ou estruturais das rochas, ou biofácies, por que não são delimitadas pelo tipo de táxon ou associação de táxons ocorrentes (Holz & Simões, 2002). Contudo, é obvio que o reconhecimento dos táxons ocorrentes é importante, uma vez que se uma determinada tafofácies for reconhecida pela exclusividade de seus bioclastos em posição de vida, por exemplo, a mesma pode servir como base para se determinar a zona hipotética de habitação, ainda duvidosa, de algum táxon. Assim sendo, o termo é conceituado por se tratar de uma entidade autônoma e desvinculada de qualquer atributo que não seja tafonômico (Holz & Simões, 2002). Por exemplo, algumas tafofácies podem ocorrer (i) associadas às mesmas litofácies de diferentes idades ou de áreas correlatas, desde que o mesmo processo deposicional seja reconhecido (Bosetti *et al.*, 2009). Ainda, os mesmos processos tafonômicos podem ser identificados independentemente da similaridade litológica e do conteúdo paleontológico/taxonômico (Souto-Ribeiro & Holz, 1998).

O conceito de tafofácies foi introduzido pela primeira vez no trabalho de Speyer & Brett (1986), no estudo de trilobitas do Devoniano Médio (Grupo Hamilton) do estado de New York (EUA). Os resultados deste estudo pioneiro evidenciaram que os bioclastos não estavam distribuídos aleatoriamente na matriz sedimentar e que os atributos tafonômicos reconhecidos foram utilizados para se caracterizar diferentes tafofácies, estas, controladas pelo regime sedimentar. Para sistematizar os resultados alcançados, os autores propuseram quatro tafofácies. A tafofácies 1 (= T1) indicava

preservação de trilobitas desarticulados e fragmentos próxima ao nível de base de ondas normais. Ou seja, neste caso, teria ocorrido um tempo maior entre a morte do organismo até o soterramento final (tempo de residência). Já a tafofácies 2 (= T2) indicava que a associação de trilobitas inteiros e desarticulados fora preservada em regiões um pouco mais distais, com alta taxa de sedimentação e tempo de residência mais curto. A tafofácies 3 (= T3) englobava camadas sedimentares contendo trilobitas articulados e desarticulados (os exoesqueletos foram desarticulados devido a ação de necrófagos escavadores). E por último, a tafofácies 4 (= T4) foi registrada em ambientes mais profundos, onde a taxa de sedimentação era baixa a moderada, com preservação de carcaças completas estendidas ou enroladas.

Mas foi o trabalho de Speyer & Brett (1988) que serviu como a alavanca principal para o início dos estudos com tafofácies. Os autores abordaram nesta contribuição a metodologia básica de investigação das assinaturas tafonômicas, estabelecendo os modelos de tafofácies em ambientes marinhos epeiricos durante o Paleozoico médio para os diferentes tipos de esqueletos, tais como os maciços (e.g. corais), os arborecentes (e.g. briozoários), os multielementos (equinodermas pedunculados como os crinoides, blastóides ou cistóides), os univalves (e.g. gastrópodes) ou os bivalves (e.g. braquiópodes ou moluscos bivalves). Os autores consideraram as assinaturas de desarticulação, reorientação, segregação, fragmentação, abrasão e corrosão como etapas a serem consideradas na pesquisa e analisadas quando identificadas. Atualmente, essas etapas fazem parte das premissas da análise tafonômica básica na trajetória hipotética de um resto orgânico até sua fossilização, ou seja, desde o nascimento do organismo, passando pela morte, transporte, soterramento, diagênese e soerguimento de seus restos resistentes (esqueléticos). Estes são todos os processos responsáveis pela origem dos acúmulos fossilíferos (Behrensmeyer & Kidwell, 1985). Portanto *“a elaboração de modelos de fácies tafonômicas deve levar em consideração, entretanto, o fato de toda acumulação esquelética exibir, em maior ou menor grau, mistura de feições produzidas pelos processos que operam no dia-a-dia, chamados de processos de fundo (background process) e os processos episódicos (episodic process) responsáveis pelo soterramento final dos bioclastos”* (Holz & Simões, 2002). Os aspectos tafonômicos e suas respectivas interpretações a serem considerados nos estudos de tafofácies estão resumidos abaixo, na Tabela 1:

Tabela 1. Resumo das assinaturas tafonômicas a serem consideradas em estudo de Tafofácies. Para o significado das assinaturas foram utilizados os trabalhos de Speyer & Brett (1988), Holz & Simões (2002) e atualizações elaboradas por Erthal (2012).

Aspecto tafonômico	Descrição e significado
Desarticulação	<p>Processo pós-morte. Causada por necrólise e/ou pela agitação da água de fundo e ação de necrófagos. Pode ocorrer tanto em ambientes muito calmos como em de alta energia. A temperatura da água pode influenciar no tempo da desarticulação total de um organismo, como foi testado por Schaefer (1962) para asteroides, Smith (1984) para equinoides, e Kidwell & Baumiller (1990) com os estudos de equinoides (todos para o caso de esqueletos multielementos).</p>
Fragmentação	<p>Processo pós-morte. O bioclasto neste momento é considerado como partícula sedimentar (Seilacher, 1973). Por isso, através dos processos de correntes ou ondas (processos hidráulicos), as partículas entram em suspensão e se chocam umas com as outras e se fragmentam, estando por isso relacionada com ambiente de maior energia. A fragmentação também varia de acordo com o tamanho e espessura do táxon. Elementos esqueléticos do tipo bivalve de conchas com valvas mais espessas e pesadas são menos susceptíveis a serem colocados em suspensão por maior tempo do que conchas com valvas mais leves e mais finas, as quais são mais frágeis e, portanto, com maior chance de serem mais fragmentadas. Ainda, a fragmentação pode ocorrer por processos biogênicos como predação. Para ser considerado fragmento, o bioclasto deve possuir menos de 90% do seu tamanho e formato originais.</p>
Reorientação	<p>O processo de reorientação pode estar relacionado ao transporte conduzido por correntes. Quanto maior o distanciamento causado pelo transporte menor será o tamanho das partículas sedimentares e dos bioclastos. Pluricolunais de crinoides orientadas (esqueletos multielementos), conchas de valvas desarticuladas orientadas com a convexidade voltada para cima (esqueletos bivalves), univalves orientados (esqueletos univalves), todos paralelamente posicionados no plano de acamamento, podem evidenciar direção da corrente, redeposição, ou até mesmo posição de vida <i>in situ</i> (Kidwell &</p>

	<p>Bosence, 1991). Vale destacar que nem sempre o agente de transporte retira por total o organismo do seu sítio original de vida (isso pode depender da geomorfologia do ambiente, como taludes que podem gerar depósitos de turbiditos; <i>c.f.</i> Kidwell & Flessa, 1996), e isso implicará nos padrões de autoctonia e aloctonia. Ainda, a reorientação pode acontecer por animais escavadores da infauna.</p>
Posição do bioclasto	<p>É a identificação da posição do bioclasto em relação ao plano de acamamento no registro sedimentar, que foi controlada pelo ciclo exógeno (<i>e.g.</i> correntes) ou não antes do soterramento final, comparada ao hábito de vida original do táxon investigado. Os bioclastos podem estar paralelos, oblíquos ou verticais em relação ao plano de acamamento. O registro da posição vertical em relação ao plano de acamamento de um organismo da infauna pode gerar interpretação de soterramento <i>in situ</i>, por exemplo. Já valvas desarticuladas ou colunais isolados de crinóides, ambas paralelas ao plano de acamamento podem gerar interpretações como pouco transporte, orientação e tempo de residência relativamente longo. A posição oblíqua de organismos infaunais (<i>e.g.</i> lingulídeos; Godoy <i>et al.</i>, 2005) pode ser gerada por animais escavadores.</p>
Bioerosão	<p>Processo corrosivo por agentes biológicos através da perfuração e predação das partes duras esqueléticas. Ocorre em maior parte nos ambientes marinhos. Indicam tempo de residência.</p>
Dissolução	<p>Processo pós morte. É o efeito de dissolver os elementos orgânicos por mudanças químicas (Ph ou pCO₂) nas águas de superfície ou intersticiais. Por exemplo: a sílica se dissolve sob condições de alcalinidade (pH>7) e o carbonato de cálcio se dissolve sob condições de acidez (pH <7)</p>
Arredondamento	<p>Combinação de fragmentação, bioerosão ou dissolução. Ocorre em ambientes relativamente mais energéticos com tempo de residência maior.</p>
Tamanho	<p>Podem ocorrer bioclastos de diversas dimensões em uma associação, e isso é gerado através da seleção de tamanhos causada pela intensidade (equivalência) hidráulica. Ocorre em diversos ambientes.</p>

Incrustação	Recobrimento das partes duras esqueléticas por organismos epibiontes. Bom indicador ambiental, porque fornece o tempo residência.
Abrasão	Pode ocorrer por processos biológicos como a bioerosão. Também pode ocorrer por desgaste físico quando o bioclasto entra em choque com lito- ou bioclastos devido às correntes ou ondas geradas em ambientes de maior energia. Acontece mais em ambientes proximais como praias.
Corrosão	Combinação de abrasão, dissolução e/ou bioerosão em bioclastos. Indica tempo de residência na interface água/sedimento.

Ainda, Speyer & Brett (1988) exemplificaram quais os fatores ambientais numa bacia, tais como a taxa de sedimentação, turbulência e oxigenação, poderiam ser os agentes controladores que caracterizavam as tafofácies esperadas para macroinvertebrados (Fig. 5). Deste modo, os níveis de abrasão, corrosão, desarticulação, fragmentação e reorientação nos bioclastos variavam de acordo com a distribuição dos mesmos na bacia. Nas porções mais proximais (de maior energia), os bioclastos apresentavam-se normalmente mais fragmentados, desarticulados, com maiores graus de abrasão/corrosão e reorientação, enquanto que em regiões mais distais, o contrário deveria acontecer se comparado com os bioclastos encontrados nas mais proximais (Fig. 5).

Analisando-se o modelo proposto por Speyer & Brett (1988), têm-se as seguintes interpretações das sete tafofácies mostradas na Figura 4: Tafofácies 1 (T1) – representada em ambiente bem oxigenado, de baixa taxa de sedimentação e muita turbulência onde, portanto, os bioclastos sofrem intensivamente os processos de desarticulação, fragmentação, abrasão e, por final, reorientação, neste processo pode haver retrabalhamento e redeposição; Tafofácies 2 (T2) – aconteceria em ambiente de alta turbulência e oxigenado, porém com alta taxa de sedimentação, por isso as assinaturas ocorrerão em menor grau que a T1, por que o tempo de exposição na interface água/sedimento é menor e por se tratar ainda de um ambiente muito proximal; Tafofácies 3 (T3) – ocorre em ambiente disóxico, de turbulência moderada e taxa de sedimentação baixa, deste modo, a diminuição da turbulência favorecerá uma menor intensidade de fragmentação mecânica e reorientação, porém, ainda terá

razoável destruição dos restos esqueléticos por que o tempo de residência é alto pelo fato da taxa de sedimentação ser baixa; Tafofácies 4 (T4) – é semelhante a T3, porém a diferença está na tendência dos bioclastos articulados ocorrerem em maior quantidade devido a taxa de sedimentação ser mais moderada, dando menos tempo ao processo de perdas tafonômicas; Tafofácies 5 (T5) – ocorre em ambiente de taxa de sedimentação alta e os bioclastos são soterrados rapidamente após a morte, por isso, os graus de desarticulação (bioturbação) e corrosão são menores do que os de reorientação (bioturbação) e fragmentação; Tafofácies 6 (T3) e 7 (T7) – refletem condições de oxigenação mais severas, os ambientes de extrema baixa oxigenação limitam o grau de biodiversidade e de material para processo tafonômico, a T7 sugere soterramento mais rápido pelos baixos graus de desarticulação, fragmentação, abrasão e reorientação devido a taxa de sedimentação ser maior do que na T6.

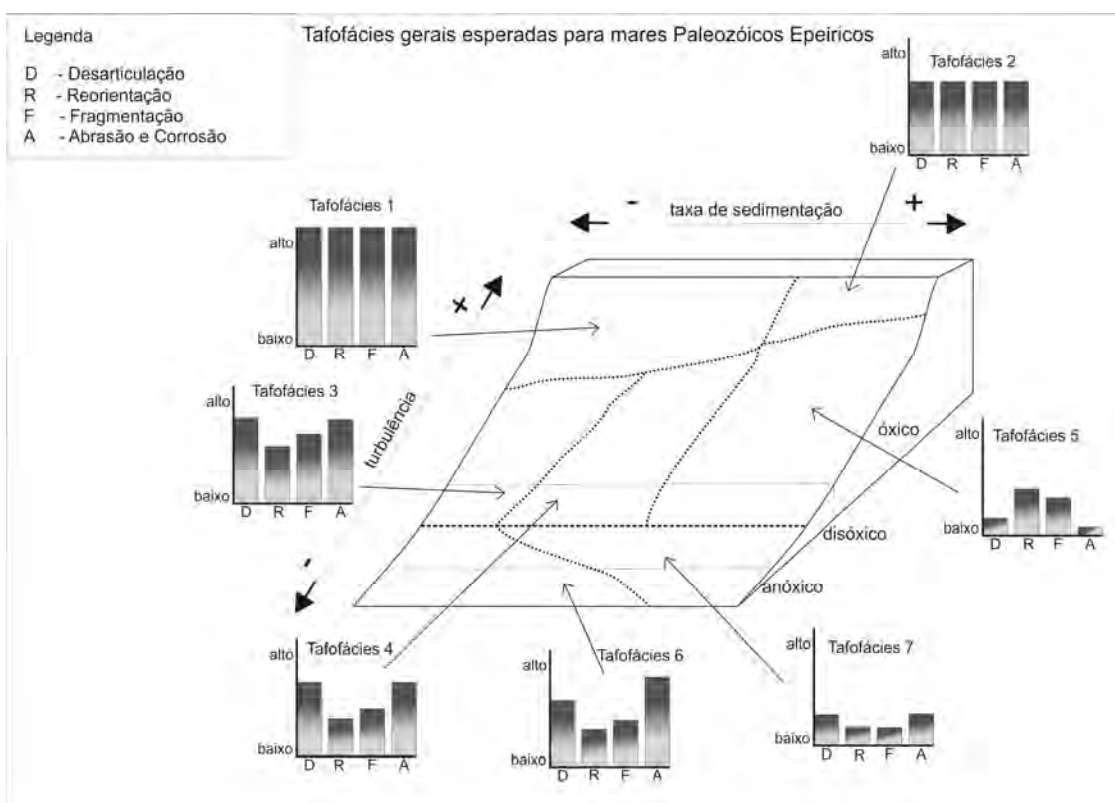


Figura 5 – Tafofácies esperadas em mares epeiricos durante o Paleozóico, refletindo as condições de preservação nos diferentes ambientes na bacia. As condições ambientais estão representadas por três parâmetros, i.e taxa de sedimentação, turbulência e oxigenação (adaptado de Speyer & Brett, 1988).

O tafônomo, ao analisar as concentrações fossilíferas, está “normalmente” preocupado com (i) os processos bioestratinômicos (causas de morte, transporte e soterramento) responsáveis pela preservação das associações estudadas (Behrensmeyer & Kidwell, 1985), que resultam nos padrões de autoctonia/alocctonia, e (ii) em quais ambientes deposicionais elas foram preservadas (e.g. Ghilardi, 2004; Bosetti, 2004; dentre outros). Deste modo, uma integração de dados da tafonomia com os advindos da Estratigrafia de Sequências pode ser favorecida, pois os processos e eventos estudados pela tafonomia são semelhantes aos que atuam na formação de um depósito sedimentar. Por isso, as tafofácies, quando interpretadas utilizando-se de um arcabouço estratigráfico de seqüências, tornam-se mais confiáveis, devido ao alto grau de resolução que pode ser obtido em relação às mudanças do nível de base por meio desta abordagem. O reconhecimento dos níveis de base, dos ambientes e dos tratos de sistemas é de extrema importância. Portanto, conclui-se que o uso e a aplicação de tafofácies feita pela análise tafonômica e distribuição vertical dos fósseis dentro de um arcabouço devem, preferencialmente, estar vinculado a um arcabouço de seqüências, paradigma este atuante desde a década 90 e desenvolvido ao longo dos anos por trabalhos como os de Brett (1995), Holland (1995), Holland (2000), dentre outros. O trabalho de Holland (1995), por exemplo, é muito importante por que evidencia que os primeiros e últimos aparecimentos dos *taxa* (em porcentagem) dentro de um arcabouço de seqüências coincidem com os limites dos tratos de sistemas. Assim sendo, os estudos de tafofácies, somadas à distribuição vertical dos fósseis, podem fornecer, além de um controle ambiental mais rigoroso, informações sobre a causa da ausência brusca de grupos taxonômicos comuns numa seção geológica, relacionados a um possível evento de extinção, por exemplo.

Um exemplo dos potenciais de preservação numa seção colunar de estudo pode ser visto no trabalho de Holland (1995). O maior potencial de preservação dos organismos está no Trato de Sistemas Transgressivo (TST), onde o espaço para a acomodação de sedimentos na bacia é maior em comparação aos tratos de Nível de Mar Baixo (TSMB) ou Alto (TSMA). Concluindo, o autor evidencia que a tendência é ter variações na abundância dos *taxa* durante a distribuição vertical, devido ao deslocamento natural da zona hipotética de habitação em concomitância com as subidas e decidas do nível de base em cada trato de sistemas. Brett (1995), realizou um estudo semelhante numa seção Paleozóica de New York. Baseado no modelo de Holland (1995), Brett demonstrou que os acúmulos fossilíferos são controlados também por variações menores numa seqüência sedimentar. Estas são as chamadas

parasequências, que são pacotes sedimentares delimitadas por superfícies de inundação marinha (Posamentier & Allen, 1999). Os resultados mostraram que a abundância relativa dos fósseis variava conforme havia mudança do nível de base. Por isso é necessário se obter um rigoroso controle da distribuição vertical dos táxons num arcabouço estratigráfico de sequências nas seções colunares em estudo, para que assim se evitem os vieses tafonômicos, tais como hiatos, superfícies de condensação temporal ou até mesmo o efeito Signor-Lipps (o efeito postula que um evento paleobiológico de curta duração como um evento de extinção, pode parecer gradual no registro fóssil devido ao problema de amostragem; Signor & Lipps, 1982).

6.1. Alguns exemplos sobre estudos tafonômicos no Devoniano (com ênfase na Bacia do Paraná)

Rodrigues *et al.*, (2003) reconheceram, pela primeira vez, classes tafonômicas para os Conulatae (Cnidaria) da Formação Ponta Grossa, Devoniano (Neopraguiano/ Eoemsiano) da Bacia do Paraná, no Estado do Paraná. O estudo se fundamentou nas ocorrências de conulários na Sequência B do arcabouço de sequências de Bergamaschi (1999) e Bergamaschi & Pereira (2001). Os dados indicaram que os conulários (*Conularia quichua* e *Paraconularia africana*) estavam preservados segundo três classes tafonômicas, identificadas por quatro critérios básicos: a) atitude em relação ao plano de acamamento; b) tipo de distribuição dos indivíduos, se isolados ou agrupados; c) grau de bioturbação dos estratos; d) grau e tipo de deformação apresentado pelas tecas.

A classe tafonômica 1 incluiu conulários isolados e agrupados, verticalmente orientados. Estes se encontravam inflados e completos, preservados em siltitos maciços ou incipientemente laminados, às vezes, associados com icnofósseis isolados, discretos. A classe 2 englobava conulários isolados e agrupados, preservados inclinados, inflados e completos, e em siltitos com icnofósseis isolados (p. ex., *Zoophycos*) ou zonas com generalizada bioturbação. A classe 3 era representada por conulários isolados, horizontalmente orientados, incluindo quatro subclasses (I a IV) com histórias tafonômicas distintas.

Os conulários verticais (classe 1) foram interpretados como tendo sido soterrados vivos (*in situ*) por uma rápida deposição de sedimentos finos, devido ao

aumento brusco nas taxas de sedimentação associado a eventos de tempestades. Os conulários inclinados (classe 2) ou horizontais (classe 3-I), preservados em sedimentos com alto índice de bioturbação, seriam registros autóctones a parautóctones. Ocorrências de conulários horizontais com tecas infladas, associados a pavimento de conchas de *Australospirifer inheringi* ou preservados em siltitos com estruturas do tipo *hummocky* (classe 3-II) foram interpretados como registros parautóctones a alóctones. Por sua vez, os conulários horizontais, achatados e incompletos, preservados em folhelhos cinza escuro (classe 3-III) ou em silito intensamente bioturbado, com marcas onduladas (classe 3-IV), revelaram uma história tafonômica mais complexa, com exposição das tecas na interface água/sedimento e perda de partes esqueléticas. Os autores observaram ainda que a distribuição vertical dos conulários não foi aleatória, pois os mesmos ocorreram em dois intervalos estratigráficos bem definidos, de 29 a 32 metros e de 44 a 48 metros do topo da Formação Furnas, respectivamente. Tais intervalos incluíam depósitos de sufocamento, situados logo abaixo de superfícies de máxima inundação. Este foi um trabalho importante de integração da tafonomia com a estratigrafia de sequências por que, esta união, pôde-se finalmente definir, além do *range* de habitação, o hábito do grupo. Existiam dúvidas até então se o grupo poderia se locomover por conta própria, com a teca voltada para cima, ou se eram sésseis, com a teca voltada para baixo. Com este trabalho ficou, então, demonstrado que os conulários eram sésseis e viviam abaixo do nível de base de ondas de tempestade.

Bosetti (2004), em sua tese de doutorado, identificou duas tafofácies de macroinvertebrados marinhos denominadas de T1 e T2, ocorrentes na seção colunar Desvio-Ribas, no município de Ponta Grossa, Estado do Paraná, que representa parte do Trato de Sistema Transgressivo (TST) da Sequencia C de Bergamaschi (1999) e Bergamaschi & Pereira (2001), formada durante o Emsiano, na Formação Ponta Grossa, sub-bacia do Apucarana, Bacia do Paraná, a saber:

- Tafofácies T1: reunia os bioclastos desarticulados, fragmentados e fragmentos minúsculos;
- Tafofácies T2: reunia os bioclastos articulados, inteiros e em aparente posição de vida.

Devido às características intrínsecas de cada tafofácies ocorrente (graus de fragmentação, desarticulação, articulação e posição de vida), o autor optou ainda por uma subdivisão de cada tafofácies em dois subtipos:

- T1a (grau de fragmentação e retrabalhamento muito alto): composta por fragmentos minúsculos (lingulídeos infaunais e *Orbiculoidea*), valvas parcialmente fragmentadas (lingulídeos indet., Bivalvia), valvas desarticuladas no plano de acamamento (lingulídeos indet., *Australocoelia*, Bivalvia);
- T1b (grau de fragmentação e retrabalhamento moderado): composta por valvas fragmentadas (lingulídeos indet., *Australocoelia* e *Australospirifer*) e valvas desarticuladas no plano de acamamento (lingulídeos indet., Bivalvia);
- T2a (grau de articulação e posição de vida moderado): composta por valvas em aparente posição de vida (lingulídeos indet., Bivalvia, *Australocoelia*), univalves perpendiculares ao plano de acamamento (*Tentaculites*, *Styliolina*), mudas de trilobitas homalonotídeos inteiros ou ainda tórax/pigídio;
- T2b (grau de articulação e posição de vida muito alto): composta por valvas em posição de vida (lingulídeos indet., *Australospirifer*, *Australocoelia*, *Orbiculoidea collis*), hastes de crinóides muito longas, articuladas e no plano de acamamento, univalves perpendiculares ao plano de acamamento, trilobita homalonotídeos inteiros.

Nesta seção, o autor acompanhou a evolução do ambiente e a presença das tafofácies, conforme as parasseqüências iam se alternando. A paleobiodiversidade também foi alterada neste processo, segundo Bosetti (2004), ocorrendo aí mudanças na composição faunística da base da seção para o topo, onde ocorria a entrada da típica epifauna malvinocáfrica sobre camadas com uma endofauna cosmopolita.

A seção iniciava com marcada presença de fragmentos minúsculos de conchas, associados a valvas fragmentadas de lingulídeos infaunais e moluscos bivalves (T1a), indicando acentuada energia de fluxos bidirecionais (ondas). Imediatamente acima destas camadas, a litologia era mais fina e os fósseis em aparente posição de vida foram reconhecidos nesta fácies (T2a). Com a recorrência no perfil de camadas de arenito fino a médio que apresentavam estrutura *hummocky*, os graus de desarticulação e fragmentação das valvas e peças se elevavam novamente, mas fragmentos minúsculos não foram mais reconhecidos nestes estratos (T1b). Já na região média da seção, finas camadas de argilito apresentavam novamente fósseis em aparente posição de vida, pertencentes aos mesmos grupos taxonômicos sotopostos (T2a). Por fim, camadas de arenito associadas outra vez a ocorrência de bioclastos fragmentados e desarticulados se sobrepunham a esta fácies (T1b).

Em todo o perfil, ocorreu a mudança dos atributos tafonômicos de acordo com a mudança litológica que, por sua vez, indicava as oscilações do nível do mar. Logo acima da última camada de arenito assentava-se um siltito grosso, muito endurecido, portador de fauna singular ao afloramento, apresentando elevado número de fósseis em aparente posição de vida (e.g. *Australospirifer* spp., *Australocoelia tourtelotti* e Crinoidea) (T2b). Este novo conjunto representava, segundo Bosetti (2004), a epifauna pedunculada e cimentada de crinoides e de trilobitas homalonotideos da Província Malvinocáfrica. Este foi um trabalho interessante, pois, realizou estudos dos macroinvertebrados devonianos utilizando-se dos modelos de tafofácies de Speyer & Brett (1988).

Ainda em 2004, Ghilardi reconheceu duas classes tafonômicas para o registro dos trilobitas da sucessão devoniana da Bacia do Paraná: Classe 1, os articulados, onde todos os segmentos do corpo estavam associados; Classe 2, os desarticulados, onde pelo menos um dos escleritos corpóreos estava dissociado do restante. Dentro da Classe 1, dos articulados, foi possível ainda distinguir: a) restos de carcaças estendidas; b) restos de carcaças enroladas; c) restos de carcaças torcidas. Já dentro da Classe 2, dos desarticulados, foi possível distinguir: a) restos de carcaças parcialmente desarticuladas, onde ao menos dois escleritos permaneciam articulados; b) restos de carcaças enroladas, onde havia a preservação de apenas um dos escleritos.

Posteriormente, Bosetti *et al.*, (2009) trabalharam com tafofácies caracteristicamente semelhantes, ocorrentes em quatro afloramentos localizados no município de Ponta Grossa, Estado do Paraná, e estratigraficamente posicionados na base da Formação Ponta Grossa (idade Neopraguiana). Neste estudo, os autores usaram estas tafofácies como ferramenta auxiliar de apoio para correlação estratigráfica de superfície. Este é, até o momento, o único trabalho para a sucessão devoniana da Bacia do Paraná onde as características tafonômicas foram utilizadas com este objetivo. Os afloramentos foram correlacionados de acordo com (i) seus aspectos litológicos, (ii) suas ocorrências taxonômicas e (iii) suas respectivas assinaturas tafonômicas. Os dados obtidos revelaram qual foi a sucessão de eventos paleoambientais ocorridos logo após o recobrimento dos depósitos do topo da Formação Furnas. Cabe ressaltar que, posteriormente, Grahn *et al.*, (2010) dataram as mesmas seções por meio de microfósseis e corroboraram a correlação inicialmente proposta com base na utilização das tafofácies.

Recentemente, Zabini *et al.*, (2010) reconheceram, em grande parte da sucessão devoniana da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, tafofácies de lingulídeos ocorrentes em ambientes: (i) de *shoreface*, com lingulídeos inteiros em posição de vida e, portanto, de preservação *in situ*, revelando padrão de autoctonia; (ii) de *offshore* transicional, com número elevado de lingulídeos preservados no plano de acamamento, inteiros ou fragmentados, associados aos demais elementos da fauna Malvinocáfrica com características tafonômicas semelhantes, ocorrendo de forma caótica, em cordas ou rosetas; (iii) de *offshore*, no qual, segundo a autora, os poucos lingulídeos encontrados em posição de vida estariam *in situ*, sugerindo assim a ampliação do intervalo de habitação desse grupo, estes estariam associados ao icnogênero *Zoophycos*. Os autores consideram que não é possível se comparar essas tafofácies com o modelo de tafofácies proposto por Speyer & Brett (1986), por que não existiam sinais de corrosão e os graus de desarticulação e fragmentação eram muito altos. Esta interpretação foi reafirmada em Zabini *et al.*, (2012). Posteriormente, Zabini & Bosetti (2011) obtiveram uma interpretação alternativa e consideraram que os lingulídeos foram transportados para o *offshore* ainda vivos e se restabeleceram e sobreviveram, mesmo que por pouco tempo, naquele ambiente até o seu soterramento final. Portanto, o estudo dos lingulídeos revela o quão árdua pode ser a tarefa de se interpretar corretamente as tafofácies.

Apesar de que ainda não existe nenhum trabalho referente à tafofácies de equinodermas ocorrentes nas bacias sedimentares brasileiras, vale destacar a utilidade desta investigação. O estabelecimento de uma tafofácies baseada em equinodermas é uma tarefa mais complexa, se comparado com os demais grupos, por se tratarem de animais de esqueletos do tipo multilemento, os quais podem se dispersar em centenas ou milhares de ossículos quando desarticulados. Os equinodermas, no geral, fornecem importantes informações sobre as condições vigentes nos ambientes de sedimentação por serem organismos multielementos e, por isso, extremamente suscetíveis aos processos tafonômicos (Lewis *et al.*, 1990; Brett & Baird, 1986; Scheffler, 2010). Num caso específico, como por exemplo, o dos pelmatozoários pedunculados (Cystoidea, Blastoidea e Crinoidea), eles podem apresentar estreita relação entre morfologia dos braços, do pedúnculo e da estrutura de fixação com a quantidade de energia, direção das correntes, taxa de sedimentação, tipo de substrato e outras características do meio, segundo vários autores (Breimer, 1978; Ausich, 1980; Brett, 1981; Brett *et al.*, 1997; Baumiller, 1993). Deste modo, eles podem auxiliar de modo significativo na reconstituição do ambiente de vida pretérito.

Dentro desse ponto vista, a tafonomia deste grupo reflete facilmente os tipos de processos ocorridos, se de fundo ou episódicos (Speyer & Brett, 1991; Brett *et al.*, 1997). Estes processos caracterizam desde tafofácies formadas por elementos totalmente desarticulados, devido à energia do meio (Brett *et al.*, 1997), até mesmo tafofácies que evidenciam rápido soterramento (depósitos de *obrutition*; Speyer & Brett, 1986), representando preservações excepcionais conhecidas como *Lagerstätten* (Seilacher, 1970), constituídas por crinoides completos, ricamente conservados (Brett *et al.*, 1997) e contendo extraordinárias informações paleontológicas.

O trabalho de Brett *et al.*, (1997) exemplificou isso ao dividir o grupo dos equinodermas em três categorias baseado nos tipos de desarticulação: (i) o tipo 1 que englobaria os ofiuroides, asteroides, carpoides, paleoequinoides, eocrinoides e edrioasteroides; (ii) o tipo 2 que englobaria os crinoides, cistoides e equinoides regulares; (iii) o tipo 3 que englobaria os microcrinoides, blastoides e equinoides irregulares.

Para os ambientes siliciclasticos foram identificadas por Brett *et al.*, (1997), através das assinaturas tafonômicas, cinco tafofácies que variavam na sua distribuição de acordo com os níveis de base, que sua vez, controlaram o modo tafonômico de cada uma delas. A tafofácies denominada IIF estava localizada em ambientes estagnados de lama disóxica, onde os fósseis eram mais raros, com crinoides excepcionalmente completos, e poucos ossículos, ambos no plano de acamamento. Ocorria abaixo do nível de base de ondas de tempestade. A tafofácies IIE foi registrada em folhelhos de *offshore*, contendo restos esqueléticos muito bem preservados, paralelamente ao plano de acamamento, esqueletos *in situ*, com ocorrência de pirita. Poderiam ocorrer nesta quaisquer *taxa* das três categorias. Ocorria abaixo do nível de base de ondas de tempestade.

A Tafofácies IID poderia ser registrada em camadas influenciadas por tempestades, apresentando muita bioturbação, maior porcentagem de ossículos do que fósseis completos, que eram mais raros. Poderiam ocorrer quaisquer *taxa* das três categorias nesta tafofácies, localizada logo abaixo nível de base de ondas de tempestades segundo o modelo proposto pelos autores. A Tafofácies IIC foi registrada em ambientes de *shoreface* distal dominado por tempestades, ocorrendo detritos esqueléticos, com pluricolunais podendo estarem alinhadas (orientadas) por correntes. Estaria localizada entre o nível de base de ondas de tempestades e o nível de base de ondas de bom. A Tafofácies IIA foi registrada em ambientes de *shoreface* proximal

dominado por tempestades, onde ocorreriam muito poucos fósseis articulados ou finas lentes com ossículos. Ocorreriam na transição entre o nível de base de ondas de tempestades e acima do nível de base de ondas de tempo bom.

7. Análise integrativa dos dados

Os resultados obtidos na presente tese forneceram dados para a confecção de três artigos científicos. Em primeiro lugar, optou-se por dar continuidade ao estudo dos afloramentos ocorrentes na região da Serra do Barreiro (Seção Barreiro, Tibagi-PR). Esta é uma área-chave, pois foi nela que aconteceram as primeiras investigações a respeito de possíveis extinções do Devoniano Médio (Petri, 1948; Lange & Petri, 1967; Daemon *et al.*, 1967; Lange, 1967; Mello, 1985; Bosetti, 2004; Horodyski, 2010; Bosetti *et al.*, 2010). Desta forma, além de vários trabalhos de campo, optou-se pela construção de um arcabouço estratigráfico local de detalhe, em uma tentativa de se comparar o evento de extinção observado nesta área com o registro das demais seções em estudo. A ocorrência e o diagnóstico do Evento Global de Extinção Kačák (House, 1996; House, 2002) na Bacia do Paraná, durante a passagem Eifeliana\ Givetiana, foi fundamental por ser considerado um marco estratigráfico, passível de ser reconhecido pela extensão de seus folhelhos pretos em outra seção, e.g. a Seção São Bento (topo da seção Tibagi-Telêmaco Borba de Bergamaschi, 1999). Com isso, a tafonomia dos bioclastos ocorrentes nestas duas seções serviu como um ponto de partida para as pesquisas das rochas do intervalo Neoeifeliano\ Eogivetiano na região de Tibagi, cujo resultado foi publicado no Artigo 1 desta tese (Horodyski *et al.*, 2013).

O levantamento de mais duas seções inéditas, denominadas Tibagi-Ventania e Tibagi-Alto do Amparo, forneceu os dados que levaram a suspeita de que havia mais ocorrências de extensão local referentes ao Evento Kačák. Porém, por se tratar de duas seções que englobavam rochas de um amplo intervalo, ou seja, não apenas exclusivamente do Eifeliano e Givetiano, mas que se estendiam desde o Neopraguiano – contato basal da Formação Ponta Grossa – até o Givetiano/ Neocarbonífero – contato com sedimentitos do Grupo Itararé – optou-se então, pelo levantamento dos dados de coleta em todos os afloramentos ocorrentes a fim de se estabelecer um arcabouço estratigráfico confiável.

A seção Tibagi-Ventania foi a primeira seção completa levantada para a presente tese e a ter todos os dados paleontológicos e tafonômicos reunidos e interpretados. Por isso, um artigo exclusivo sobre esta seção foi confeccionado, ou seja, o Artigo 2. A idéia foi tentar compreender quais foram os mecanismos tafonômicos geradores das concentrações fossilíferas que influenciaram e resultaram

nas diferentes tafofácies reconhecidas. A partir deste estudo, foi possível reconhecer os padrões de autoctonia e aloctonia e algumas ocorrências *in situ* dos fósseis registrados nas seis tafofácies diagnosticadas. Estas tafofácies forneceram dados suficientes para evidenciar paleoambientes que vão do *shoreface* ao *offshore*. Concluiu-se então, que as tafofácies de invertebrados marinhos foram geradas e controladas pela ação de ondas normais, correntes de retorno e de ondas de tempestade. Foram também efetuadas algumas tentativas de análises palinológicas nos níveis sedimentares de interesse, mas infelizmente as lâminas se mostraram estéreis. Portanto, a referência que se faz ao Evento Kačák nesta seção é, por enquanto, especulativa e determinada apenas pela análise estratigráfica. E além disso, foi possível fazer uma reconstrução paleoambiental dos ambientes representados pelos sedimentitos da seção estudada, mostrando os grupos taxonômicos ocorrentes nas tafofácies apresentadas, com as informações de autoctonia e aloctonia de cada uma delas. Observando esta reconstrução foi possível visualizar de forma mais clara como na verdade estes organismos se distribuíam originalmente e como foram preservados no registro fóssil.

Desta forma, tendo como base de dados tafonômicos e estratigráficos das seções Tibagi-Ventania, Barreiro e São Bento (topo da seção Tibagi-Telêmaco Borba de Bergamaschi, 1999), novas localidades foram levantadas na seção Tibagi-Alto do Amparo, e na porção basal da seção Tibagi-Telêmaco Borba (Bergamaschi, 1999). A propósito, é oportuno destacar que todos os afloramentos ocorrentes em todas as seções sedimentares foram prospectados no ponto de vista de coleta paleontológica\ tafonômica. Portanto, foram considerados quaisquer dados paleontológicos onde fósseis puderam ser descobertos. No entanto, deduz-se que a aparente ausência de fósseis na grande maioria das rochas investigadas trata-se de vieses tafonômicos ou preservacionais ou decorrentes da coleta.

As tafofácies reconhecidas na seção Tibagi-Ventania puderam ser comparadas aos dados tafonômicos das demais seções. Com isso, foi possível reconhecer e estender o registro tafofaciológico e paleobiológico de maior resolução, através de evidências, em mais de uma seção geológica que abrangesse todas as idades, formações e sequências estratigráficas marinhas de superfície ocorrentes no estado do Paraná (região do município de Tibagi), na sub-Bacia de Apucarana. Esta análise integrativa gerou o Artigo 3 desta tese.

Desta forma, os três artigos em conjunto geraram informações importantes, quanto à distribuição vertical (amplitude bioestratigráfica) de todas as taxa ocorrentes durante o intervalo Neopraguiano\ Eogivetiano. Essas informações mostraram uma amplitude e as zonas de maior e menor abundância da fauna, tendo sido muito marcante, em termos de perda de diversidade, os limites Emsiano Inferior\ Emsiano Superior e Eifeliano Superior\ Givetiano Inferior. Todos estes dados, somados aos dados tafonômicos, puderam evidenciar ainda potenciais de preservação nas diferentes formações e tratos de sistemas e vieses tafonômicos, que auxiliaram (e auxiliarão) nos trabalhos referentes a reconstruções paleoecológicas e paleoambientais.

8. Considerações finais

1 - A análise bioestratigráfica dos invertebrados devonianos da sub-Bacia de Apucarana (Bacia do Paraná) demonstrou que a grande maioria dos *taxa* está posicionada estratigraficamente na Formação Ponta Grossa e na base da Formação São Domingos. Estas camadas têm idade Neopraguiana a Neoemsiana.

2 - O clímax da biodiversidade da fauna paranaense no intervalo Neopraguiano/Neoemsiano coincide com o do Domínio Malvinocáfrico no Gondwana durante o Eodevoniano, fortalecendo as considerações já previamente estabelecidas sobre esta questão.

3 - O empobrecimento no registro fossilífero da biodiversidade nas camadas mais jovens (Eifeliano - Formação São Domingos), pode ser um fator puramente preservacional-tafonômico negativo. A presença de fácies mais rasas na Formação São Domingos, atestadas por uma maior presença de corpos de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* e de siltitos muito bioturbados, corroboram esta hipótese, uma vez que a Zona Tafonomicamente Ativa (TAZ) é um importante agente de destruição de informações originais. No entanto, estudos futuros relacionados a esta temática deverão ser efetuados para confirmar ou não esta hipótese. Portanto, é impossível afirmar categoricamente que houve uma extinção no final do Neoemsiano, mesmo que de pequena magnitude, por não existirem, ainda, provas contundentes para isso.

4 - O que foi de fato registrado aqui neste estudo é a ocorrência de um evento de extinção de maior magnitude na passagem Eifeliana\ Givetiana, atribuível ao Evento Global de Extinção Kačák. O aparecimento dos biomarcadores quitinozoários *Alpenachitina matogrossensis* e *Alpenachitina petrovinensis* da associação *Alpenachitina* da biozona *Alpenachitina eisenacki* marca a base do Givetiano e o final do Evento Kačák na Bacia do Paraná. Ainda, após as camadas "Kačák" foi registrado em abundância conchas univalves atribuídas com dúvidas ao cefalópode *Ctenoceras*. Este pode ser considerado também um biomarcador, por ocorrer nas quatro seções estudadas e não ter sido reconhecido nas camadas subjacentes.

5 - Os folhelhos pretos "Kačák", referentes a rápida subida do nível do mar ocorrentes na passagem Eifeliana\ Givetiana, estão associados a um máximo transgressivo, num contexto de Trato de Sistemas Transgressivos (TST), tendo sido reconhecidos em duas seções estratigráficas: Seção Barreiro e Seção São Bento. Nas demais litofácies, ocorrentes nas outras duas seções correlatas (Tibagi-Ventania e Tibagi-Alto do Amparo), estes não puderam ser ainda totalmente constatados, isto por que, na seção Tibagi-Alto do Amparo, não foram assinaladas camadas rochosas com tais características faciológicas, e na seção Tibagi-Ventania, os folhelhos pretos presentes contém alguns níveis com lentes de areia, o que indicaria um posicionamento da área em uma região mais proximal nos tempos do Evento Kačák. Além disso, a análise palinológica destes prováveis "folhelhos "Kačák" forneceu resultados estéreis, mesmo após muitas tentativas. No entanto, em todas as seções, ocorrem ?*Ctenoceras* sempre na base do Givetiano.

6 - Imediatamente após as camadas "Kačák", foi registrado a presença de invertebrados de pequeno tamanho, já anteriormente atribuídos ao fenômeno de nanismo dos taxa, denominado "Lilliput Effect", resultado da síndrome pós evento de extinção Kačák. No entanto, este fenômeno foi observado apenas nas seções Barreiro e Tibagi-Telêmaco Borba (São Bento).

7 - Foram diagnosticadas sete tafofácies nas seções trabalhadas, diferenciadas entre si, através das diferentes dinâmicas dos ambientes marinhos nos tempos devonianos, com idades que variaram do Neopraguiano até o Eogivetiano. As tafofácies reconhecidas abrangeram os seguintes ambientes: (i) *shoreface* médio, dominado por turbulência; (ii) *shoreface* médio a distal, turbulento e influenciado por tempestades; (iii) *shoreface* médio a distal, dominado por tempestades; (iv) *shoreface* distal, influenciado por tempestades; (v) *offshore* transicional, influenciado por tempestades; (vi) lamas de *offshore* estagnadas, influenciadas por tempestades; (vii) *offshore*, dominado por tempestades.

8 - A partir deste estudo foi possível reconhecer os padrões de autoctonia e aloctonia e algumas ocorrências *in situ* dos fósseis registrados nas tafofácies diagnosticadas. Os dados aqui evidenciados mostraram que a ação de ondas normais e correntes e de ondas causadas por tempestade foi responsável pela geração de grande parte do registro fóssil. Além disso, ficou claro que os eventos de tempestades foram muito ativos e determinantes para os modos tafonômicos de preservação, durante o Eo-mesodevoniano.

9 - Nas regiões proximais da bacia, o soterramento final ocorreu em épocas de aumento nas taxas de sedimentação, devido (i) ao maior entrada de sedimentos da área fonte ou (ii) ação de tempestades de maior magnitude na regiões proximais. A zona tafonomicamente ativa (TAZ), bem como sua migração vertical pós-soterramento, foi um agente tafonômico importante de destruição de informações das biocenoses originais nestas regiões da bacia.

10 - Nas regiões mais distais da bacia, o soterramento final aconteceu quando correntes de retorno causadas por épocas de tempestades de maior magnitude ocorreram. Estas correntes transportaram os bioclastos de águas mais rasas para as mais profundas, ocorrendo nas associações o fenômeno da mistura temporal (*time averaging*) por adveção e/ou por diferentes tempos de residência.

11 - O reconhecimento da amplitude de habitação, hábitos ecológicos e das assinaturas tafonômicas dos *taxa* ocorrentes, forneceram informações importantes para a geração de dados que permitiram reconstruções paleoambientais e paleoecológicas por meio de critérios de estudo de tafofácies.

12 - O critério de estudos de tafofácies aqui utilizado mostrou-se bastante confiável para auxiliar estudos de reconstruções paleoambientais. Por isso, é necessário que pesquisadores, os quais se preocupam com as reconstruções paleoambientais e de paleocomunidades pretéritas, levem sempre em consideração a análise das tafofácies.

9. Referências Bibliográficas

ASSINE, M.L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**: 1-206. Doutorado (Doutorado em Geociências)-Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

ASSINE, M. L. O ciclo Devoniano na Bacia do Paraná e correlações com outras Bacias Gondwânicas. **Ciência-Técnica-Petróleo**, seção: Exploração de Petróleo. Rio de Janeiro, 20: 55-62, 2001.

AUSICH, W.I. A model for niche differentiation in Lower Mississippian crinoid communities. **Journal of Paleontology**, 54(2):273-288, 1980.

BAUMILLER, T.K. Survivorship analysis of Paleozoic Crinoidea: effect of filter morphology on evolutionary rates. **Paleobiology**, 19(3):304-321, 1993.

BEHRENSMEYER, A.K. & KIDWELL, S.M. Taphonomy's contributions to paleobiology. **Paleobiology**, v.11, p.105-119, 1985.

BERGAMASCHI, S. **Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil**.1999. 167 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

BERGAMASCHI, S. & PEREIRA, E. Caracterização de seqüências deposicionais de 3º ordem para o Siluro-Devoniano na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. **Ciência - Técnica - Petróleo**, seção: Exploração de Petróleo. Rio de Janeiro, 20: 63-72, 2001.

BOLZON, R. T.; ASSINE, M. L.; GUERRA-SOMMER, M. Ocorrência de *Cooksonia* Lang, 1937 na Formação Furnas, Estado do Paraná. In: Reunião

de Paleobotânicos e Palinólogos, São Paulo. **Boletim de Resumos**, 8: 11, 1994.

BOSETTI, E.P. **Paleontologia do Lingulida (Brachiopoda: Inarticulata) da Formação Ponta Grossa, Devoniano, Bacia do Paraná, Brasil**. 1989. 136 p. Dissertação (Dissertação de Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1989.

BOSETTI, E.P. **Tafonomia de alta resolução das fácies de offshore da sucessão devoniana da região de Ponta Grossa – Paraná, Brasil**. 2004, 137f. Tese (Doutorado em Geociências)– Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

BOSETTI, E. P. & HORODYSKI, R. S. Distribuição da macropaleofauna devoniana na seção colunar Tibagi-Alto do Amparo, Tibagi, Estado do Paraná. In: XXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2008. Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG, 1: 787, 2008.

BOSETTI, E.P.; Horodyski, R.S.; ZABINI, C., GODOY, L.C. Interpretação paleoambiental na sequência basal da formação Ponta Grossa (Devoniano) do município de Ponta Grossa, Parana, Brasil. **Terr@ Plural** (UEPG. Impresso), 3: 137-156, 2009.

BOSETTI, E.P.; HORODYSKI, R.S.; ZABINI, C.; MATSUMURA, W.M.K. PENTEADO, A.C. Ocorrência de fenótipos subnormais no limite Neoeifeliano/ Eogivetiano, Tibagi, estado do Paraná: implicações tafonômicas e paleossinecológicas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais**, Belém, 5(2): 135-149, 2010.

BOSETTI, E.P.; GRAHN, Y.; HORODYSKI, R.S.; MAULLER, P.M.; BREUER, P.; ZABINI, C. An Earliest Givetian “Lilliput Effect” in the Paraná Basin, and

the collapse of the Malvinokaffric shelly fauna. **Paläontologische Zeitschrift**. DOI: 10.1007/s12542-010-0075-8, 2011.

BOUCOT, A. J. & GILL, E. D. *Australocoelia*, a new Lower Devonian Brachiopod from South Africa, South America and Australia. **Journal of Paleontology**. Menasha, 30 (5): 1173-8, 1956.

BREIMER, A. General morphology: recent crinoids. In: MOORE, R. C. & TEICHERT, C. (eds.) **Treatise on Invertebrate Paleontology**. Lawrence: The University of Kansas Printing Service, Part T, Echinodermata 2, v. 1, p. 9-58, 1978.

BRETT, C. E. Terminology and functional morphology of attachment structures in pelmatozoan echinoderms. **Lethaia**, 14:343-370, 1981.

BRETT, C. Sequence stratigraphy, Biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. **Palaios**, v.10, p.597-616, 1995.

BRETT, C. E.; MOFFAT, H. A.; TAYLOR, W. L. Echinoderm taphonomy, taphofacies, and Lagerstätten. **Paleontological Society Papers**, 3:147-190, 1997.

BRETT, C.E. & BAIRD, G.C. Comparative taphonomy: a key for paleoenvironmental reconstruction. **Palaios** 1: 207-227, 1986.

BRETT, C.E; SCHINDLER, E.; KÖNIGSHOF, P. Sea-level cyclicity, climate change, and bioevents in Middle Devonian marine and terrestrial environments: An overview. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.007, 2010a.

BRETT, C.E; BAIRD, G.C; BARTHOLOMEW, A.J; DESANTIS, M.K; VER STRAETEN, C.A. Sequence stratigraphy and a revised sea-level curve

for the Middle Devonian of eastern North America. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**. 304(1-2) 21-53, 2010b.

CIGUEL, J. H. G. **Bioestratigrafia dos Tentaculitoidea no flanco oriental da Bacia do Paraná e sua ocorrência na América do Sul (Ordoviciano-Devoniano)**. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, v. 1 e 2, 237 p. (Dissertação de Mestrado), 1989.

CHLUPÁČ, I. Stratigraphical investigation of the Srbsko Beds (Givetian) in the Devonian of Central Bohemia. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického, Oddíl Geologický*, 26:143-185, 1960.

CHLUPÁČ, I. Evaluation of some Devonian standard boundaries. **Nova Acta Leopoldina**, NF, 71:41-52, 1995.

CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian-Middle Devonian, Czechoslovakia). *Sborník Geologického Vědeckého, Geologie*, 42:83-148, 1988.

CLARKE, J.M. Fósseis devonianos do Paraná. In: **Monographias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, 1:353, 1913.

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. e SILVA, L. C. da. Devonian palinology and bioestratigraphy of the Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, 21/22: 99-132, et. 1-7, tab. 1. (In: BIGARELLA, J. J. Problems in Brazilian Devonian Geology) 1967.

DERBY, O. A. Geologia da região diamantífera da província do Paraná, no Brasil. **Archivos do Museu Nacional**. Rio de Janeiro, 3: 89-96, 1878.

DESANTIS, M.K. & BRETT, C.E. Late Eifelian (Middle Devonian) biocrises: Timing and signature of the pré-Kačák Bakoven and Stony Hollow events in

eastern North America. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, 304: 113-135, 2010.

DIENER, A.; EBNETH, S.; VEIZER, J.; BUHL, B. Strontium isotope stratigraphy of the Middle Devonian: Brachiopods and conodonts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 60: 639-652, 1996.

EFREMOV, J.A. Taphonomy: new branch of Paleontology. **Pam. Am. Geol**, 1 (74): 81-93, 1940.

ELLWOOD, B.B.; ALGEO, T.J.; HASSANI, A.E.; TOMKIN, J.H.; ROWE, H.D. Defining the timing and duration of the Kačák Interval within the Eifelian/Givetian boundary GSSP, Mechlrdane, Morocco, using geochemical and magnetic susceptibility patterns. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, doi: 10.1016/j.palaeo.2010.10.012, 2010.

ERTHAL, F. **Assinaturas tafonômicas em bivalves marinhos recentes na costa do Brasil e seu significado paleoambiental**. 212p. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2012.

FERNANDES, A.C.S. **Iconofósseis do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano da Bacia do Paraná**. 1996. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1996.

FLESSA, K.W.; KOWALEWSKI, M. & WALKER, S.E. Post-collection Taphonomy: shell destruction and the Chevrolet. **Palaios**, 7: 553-554, 1992.

GERRIENNE, P.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, M.A.; STEEMANS, P. An Early Devonian flora, including Cooksonia, from the Paraná Basin (Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, 116: 19-38, 2001.

GHILARDI, R. P. **Tafonomia comparada e paleoecologia dos macroinvertebrados (ênfase em trilobites), da Formação Ponta Grossa (Devoniano, Sub-bacia Apucarana), Estado do Paraná, Brasil.** 2004, 113 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

GODOY, L.C., BOSETTI, E.P., HORODYSKI, R.S. *Zoophycos* na sequência devoniana da Bacia do Paraná, Ponta Grossa, Paraná, Brasil. *Paleo* 2005, Ponta Grossa. **Paleontologia em destaque**, 29-29, 2005.

GRAHN, Y.; MENDLOWICZ MAULLER, P.; BERGAMASCHI, S.; BOSETTI, E.P. Palynology and sequence stratigraphy of three Devonian rock units in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, south Brazil): Additional data and correlation. **Review of Palaeobotany and Palynology**, doi:10.1016/j.revpalbo.2011.10.006, 2013.

GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. **Palynology**. 16: 35-61, 1992.

GRAHN, Y. Devonian chitinozoanbiozones of Western Gondwana. **Acta Geologica Polonica**, 55, 211–227, 2005.

GRAHN, Y.; MENDLOWICS MAULLER, P.; BREUER, P.; BOSETTI, E.P.; BERGAMASCHI, S., PEREIRA, E. The Furnas/Ponta Grossa contact and the age of the lowermost Ponta Grossa Formation in the Apucarana sub-Basin (Paraná Basin, Brazil): integrated palynological age determination. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 13(2):89-102, 2010.

GRAHN, Y & BOSETTI, E.P. Storm deposited pebble and cobble-sized particles in the early Emsian of the Ponta Grossa Formation, Paraná Basin (state of Paraná, Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, 40(1): 236-241, 2010.

- HLADIL, J. & KALRODA, J. Devonian boundary intervals of Bohemia and Moravia. **Excursion Guidebook, Global boundary Events - an interdisciplinary Conference**, IGCP 216. Kielce, Poland, 47: 8, 1993.
- HOLLAND, S.M. The stratigraphy distribution of fossils. **Palaeobiology**, v.21, p.92-109, 1995.
- HOLLAND, S.M. The quality of the fossil record: a sequence stratigraphic perspective. In: ERWIN, D.H.; WING, S.L. (eds.) **Deep time-paleobiology's perspective. Supplemente to palaeobiology**. The Paleontological Society, Kansas, v.26, n.4, p.148-168, 2000.
- HORODYSKI, R.S. **Tafonomia dos invertebrados fósseis na seqüênciaeifeliana-frasniana da sucessão devoniana da sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Tibagi-PR , Brasil**. 69.p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2010.
- HORODYSKI, R.S.; HOLZ, M.; GRAHN, Y.; BOSETTI, E.P. Sequence stratigraphy and taphonomy of the Malvinokaffric shelly fauna during Kačák Event in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin) Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, doi: 10.1007/s00531-013-0954-9, 2013.
- HOUSE, M.R. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoids evolutionary events with global sedimentary perturbations. **Nature**, 313: 17–22, 1985.
- HOUSE, M.R. Analysis of mid Palaeozoic extinctions. **Bulletin de la Societé beige de Géologie**, 98: (2) 99-107, 1989.
- HOUSE, M.R. The Devonian System. **Encyclopoedia Britannica**, 19: 804-814, 1991.

HOUSE, M.R. The middle Devonian Kačák event. **Read at the Annual Conference of the Ussher Society**, January 1996. 79-84, 1996.

HOUSE, M.R. Strength, timing and cause of mid-Palaeozoic extinctions. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 181: 5–25, 2002.

HOLZ, M. & DIAS, M.E. Taphonomy of palynological records in a sequence stratigraphic framework: an example from the early Permian Paraná Basin of southern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 99: 217-234, 1997.

HOLZ, M & SIMÕES, M.G. **Elementos fundamentais de tafonomia**. Porto Alegre – Ed. Universidade/UFRGS, 231p, 2002.

KIDWELL, S.M & BAUMILLER, T. experimental disintegration of regular echinoids: roles of temperature, oxygen, and decay thresholds. **Paleobiology**, V. 16, p. 247-271, 1990.

KIDWELL, S.M & BOSENCE, D.W.J. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: P.A. Allison & D.E.G. Briggs (eds.) **Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record**. Plenum Press, pp.: 115-209, 1991.

KIDWELL, S.M & FLESSA, K.W. The quality of fossil record: populations, species and communities. **Annual Reviews on Earth Planetary Sciences**, 24:433-64, 1996.

KOZLOSWKI, R. (1913). Fossiles Dévoniens de l'Etat de Paraná (Brésil). **Ann. Paléont.**, 8:105-123.

LANGE, F.W. Biostratigraphic Subdivision and Correlation of Devonian in the Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**. 21/22: 63-98, 1967.

- LANGE, F.W.; S. PETRI. The Devonian of the Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**. 21(22): 5–55, 1967.
- LEMOS, V. B. ; HUNICKEN, M. A. ; MELO, J. H. G. Devonian Conodonts From The Upper Amazon Basin, North-Western, Brazil. **SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE DEVONIAN SYSTEM, CALCARY**, Calgary - Canadá, v. 3, p. 479-483, 1987.
- LEWIS, R. D.; CHAMBERS, C. R.; PEEBLES, M. W. Grain morphologies and surface textures of recent and pleistocene crinoid ossicles, San Salvador, Bahamas. **Palaios**, 5:570-579, 1990.
- MAACK, R. Notas preliminares sobre uma nova estratigrafia do Devoniano do Estado do Paraná. In: **Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia**, 2, Rio de Janeiro, 1946.
- MAWSON, R. & TALENT, J.A. Late Emsian-Givetian stratigraphy and conodont biofacies - carbonate slope and offshore shoal to sheltered lagoon and nearshore carbonate ramp, Broken River, North Queensland, Australia. **Courier Forschungs Institut Senckenberg**, 117: 205-259, 1989.
- MELO, J.H.G. A Província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil. 1985, 1200p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 1985.
- MELO, J. H. G. & LOBOZIAK, S. Devonian – Early Carboniferous micropore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. **Review of Paleobotany and Palynology**. Amsterdam, v. 124, n. 3-4, p. 131-202, 2003.
- MENDLOWICZ MAULLER, P.; GRAHN, Y.; CARDOSO, T.R.M. Palynostratigraphy from the Lower Devonian of the Paraná Basin, South Brazil, and a revision of contemporary Chitinozoanbiozones from Western Gondwana. **Stratigraphy**, 6, 313–332, 2009.

MILANI, E.J., FRANÇA, A.B., SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás** 8: 69-82, 1994.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 15: 265-287, 2007.

MUSSA, D.; BORGHI, L.; BERGAMASCHI, S.; SCHUBERT, G.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, M.A.C. Estudo preliminar da tafoflora da Formação Furnas, Bacia do Paraná, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 68: 65-89p, 1996.

OLIVEIRA, E. P. O terreno devoniano do sul do Brasil. **Annaes da Escola Minas de Ouro Preto**, 14: 31-41, 1912.

PETRI, S. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro, 125p, 1948.

POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. **Siliciclastic sequence stratigraphy - concepts and applications**, 89 p..

QUADROS, R. **Paleontologia dos Brachiopoda – Lingulida, Strophomenida, Spiriferida, Terebratulida – Devonianos, da Serra de Atimã e arredores, Mato Grosso – Brasil**. Porto Alegre. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 73p, 1987.

RICHTER, R. Devon: **Geologische Jahresberichte**. Berlin 3A: 31–43, 1941.

RODRIGUES, M.A.C.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Ocorrência de psilophytales na formação Furnas, bordo leste da Bacia do Paraná. **Boletim IG-USP. Série Científica**, São Paulo, 7: 35-43p, 1989.

RODRIGUES, M. A.; SOARES, H. L. A.; BERGAMASCHI, S. Horizontes de mortalidade em massa de Tentaculida na Formação Ponta Grossa (Devoniano, Bacia do Paraná, Brasil). **Ciência-Técnica-Petróleo. Seção exploração de petróleo**, 20:73-80, 2001.

RODRIGUES, S. C. **Tafonomia comparada dos conulatae Collins et al 2000, Formação Ponta Grossa, Devoniano (? Lochkoviano-Frasniano) Bacia do Paraná: Implicações paleoautoecológicas e Paleoambientais**. 2002, 100f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

RODRIGUES, R.C.; SIMÕES, M.G.; LEME, J.M. Tafonomia comparada dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 3(4):381-390, 2003.

SCHAEFER, W. **Aktuopalaeontologie nach Studien in der Nordsee**. Frankfurt, Waldemar Kramer, 666p, 1962.

SCHEFFLER, S.M. Crinóides e Blastóides do Devoniano Brasileiro. 2010, 288 p. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia. 41-65, 1974.

SEILACHER, A. Begriff Und bedeutung der Fossil-Lagertätten. **Neues Jahrbuch für geologie und Paläontologie**, Jahrgang 1970, Heft, p. 34-39, 1970.

- SEILACHER, A. Biostratinomy: the sedimentology of biologically standardized particles. In: Ginsburg, R.N. (eds.) **Evolving Concepts in Sedimentology**, p. 159-177, 1973.
- SIGNOR, P.W & LIPPS, J.H. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. In: R.T. SILVER & P.H. SCHULTZ (eds) Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth. **Geological Society of America**, Special Papers, 190: 353-371, 1982.
- SIMÕES, M. G. & GHILARDI, R. P. Protocolo tafonômico/paleoautoecológico como ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 27:(2) 3-13, 2000.
- SIMÕES, M.G.; SALES, A.M.F.; GHILARDI, R.P.; HOLZ, M.; RODRIGUES, S.C.; LEME, J.P. Assinaturas tafonômicas como marcadoras de limites de parasequências em *offshore settings*: Um exemplo do Devoniano, Bacia do Paraná, Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa/PA, **Anais de Congresso**, 2002.
- SIMÕES, M.G.; RODRIGUES, S.C.; LEME, J.M.; ITEN, H.V. Some Middle Paleozoic Conulariids (Cnidaria) as Possible Examples of Taphonomic Artifacts. *Journal of Taphonomy*, Spain, 1:165-186p, 2003.
- SMITH, A.B. Echinoid paleobiology. London: **Allen and Unwin**. 1985.
- SOUTO-RIBEIRO, A.W. & HOLZ, M. The early Triassic Sanga do Cabral (Paraná Basin, Brazil) and Katberg snadstone (Karoo Basin, South Africa) formations: a possible "tapfocorrelation". **Journal of African Earth Sciences**, v.27, n.1A, 1998.

- SPEYER, S.E. & BRETT, C.E. Trilobite taphonomy and middle devoniantaphofacies. **Palaios**1: 312-327, 1986.
- SPEYER, S.E. & BRETT, C.E. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 63:222-262, 1988.
- SPEYER, S.E. & BRETT, C.E. Taphonomic controls: background and episodic process in fossil assemblage preservation. In: Alisson, P.A. & Briggs, D.E. (eds.) **Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record**. Topics in geobiology, New York: Plenum Press, p. 501-545, 1991.
- STEEMANS, P. Palynostratigraphie de l'Eodévonien dans l'ouest de l'Europe. Mémoires Explicatifs pour les Cartes Géologiques & Minéralogiques de la Belgique. **Service Géologique de Belgique**, 27 (453 pp.), 1989.
- STREEL, M., HIGGS, K., LOBOZIAK, S., RIEGEL, W., STEEMANS, P. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne–Rhenish regions. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 50, 211–229, 1987.
- SUN, Y. & BAI, S. Lower range of Stringocephalus. **Newsletters in Stratigraphy**, 32: 73-77, 1995.
- TALENT, J.A.; MAWSON, R.; ANDREW, A.S.; HAMILTON, P.J.; WHITFORD, D.J.. Middle Paleozoic extinction events: faunal and isotope data. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 104: 139-152, 1993.
- VAIL, P.R.; MICHUM, R.M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from costas onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed). **Seismic stratigraphy: Applications to**

hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. P 63-81. (AAPG. Memoir, 26), 1977.

WALLISER, O.H.; BULTYNCK, P.; WEDDIGE, K.; BECKER, R.T.; HOUSE, M.R. Definition of the Eifelian–Givetian Stage boundary. **Episodes** 18: 107–115, 1995.

ZABINI, C. & BOSETTI, E.P. Paleoambientes revelados: lingúlídeos como indicadores paleoambientais. In: CARVALHO, I.S.; SRIVASTAVA, N.K.S.J.; LANA, C.C. (Org.). **Paleontologia: Cenários da Vida.** Rio de Janeiro: Interciência, 2011, v. 3, p. 289-299, 2011.

ZABINI, C.; BOSETTI, E. P.; HOLZ, M. Taphonomy and taphofacies analysis of lingulid brachiopods from Devonian sequences of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 292: 44-56, 2010.

ZABINI, C.; HOLZ, M.; BOSETTI, E.P.; MATSUMURA, W.M.K.; HORODYSKI, R.S. Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of marine invertebrates: A Devonian (Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 33:8-20, 2012.

PARTE II

Corpo principal da Tese

Manuscritos publicados ou submetidos em forma de artigo científico

Capítulo 1

"Remarks on sequence stratigraphy and taphonomy of the Malvinokaffric shelly fauna during the Kačák Event in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin), Brazil". Rodrigo Scalise HORODYSKI, Michael HOLZ, Yngve GRAHN & Elvio Pinto BOSETTI. *International Journal of Earth Sciences*. DOI 10.1007/s00531-013-0954-9, 2013.

Remarks on sequence stratigraphy and taphonomy of the Malvinokaffric shelly fauna during the KAČÁK Event in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin), Brazil

Rodrigo Scalise Horodyski, Michael Holz, Yngve Grahn & Elvio Pinto Bosetti

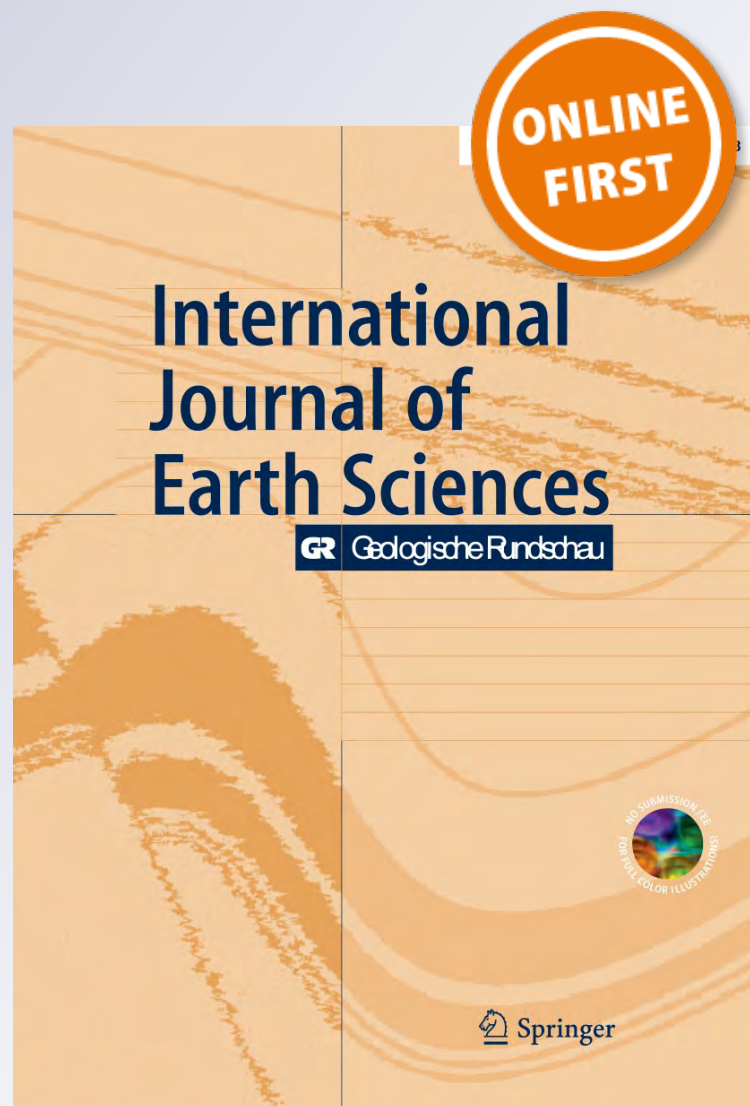
International Journal of Earth Sciences

GR Geologische Rundschau

ISSN 1437-3254

Int J Earth Sci (Geol Rundsch)

DOI 10.1007/s00531-013-0954-9



Your article is protected by copyright and all rights are held exclusively by Springer-Verlag Berlin Heidelberg. This e-offprint is for personal use only and shall not be self-archived in electronic repositories. If you wish to self-archive your article, please use the accepted manuscript version for posting on your own website. You may further deposit the accepted manuscript version in any repository, provided it is only made publicly available 12 months after official publication or later and provided acknowledgement is given to the original source of publication and a link is inserted to the published article on Springer's website. The link must be accompanied by the following text: "The final publication is available at link.springer.com".

Remarks on sequence stratigraphy and taphonomy of the Malvinokaffric shelly fauna during the KAČÁK Event in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin), Brazil

Rodrigo Scalise Horodyski · Michael Holz ·
Yngve Grahn · Elvio Pinto Bosetti

Received: 8 January 2013 / Accepted: 7 August 2013
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

Abstract The Eifelian–Givetian (Middle Devonian) transition constituted an important paleoenvironmental event for the Malvinokaffric Realm in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin). This study highlights integration between taphonomy and sequence stratigraphy, and four depositional sequences are identified during the transition. In Sequence 1, the presence of a typical normal-sized Malvinokaffric fauna is recorded. In the transgressive systems tract (TST) of Sequence 2, no benthic fossils are present, and this is interpreted as a stratigraphic marker of an event of significant paleoenvironmental change (KAČÁK Event). In Sequence 3, the TST has abundant bioclasts, which become rarer toward the top of the section, i.e., within the transgressive systems tract. The original habitat of this autochthonous to parautochthonous fauna

was a low-energy environment between the fair weather wave base and the storm wave base of the Devonian epicontinental sea. In the highstand systems tract of this sequence, the presence of normal-sized *Pennaia paulianna* and lingulids demonstrates the return of more ambient conditions. Sequence 4 is of Carboniferous age. Its limit is a second-order sequence boundary recording a lowstand systems tract formed by a fluvial depositional system. The low diversity and the disappearance of taxa are not the result of a taphonomic bias, but reflect the post-KAČÁK Event.

Keywords Taphonomy · Sequence stratigraphy · Devonian · Paraná basin · Apucarana Sub-basin

Introduction

The KAČÁK Event, named after the KAČÁK Member of the Srbsko Formation in the Czech Republic (Chlupáč and Kukul 1988; House 1989), took place close to the Eifelian–Givetian transition. It is dated by the *ensensis* conodont zone and corresponds to an interval within the Eifelian/Givetian boundary GSSP at Mech Irdane in the Anti Atlas Mountains of Morocco (Walliser et al. 1995; Ellwood et al. 2011). It is also recorded in North America (De Santis and Brett 2011) and Bolivia (Troth et al. 2011). This was a period of global hypoxia that caused widespread deposition of black shale in hemipelagic, pelagic and some neritic facies (House 1996). The transgressive peak associated with the KAČÁK Event caused drastic changes to the environment, including alteration in the oxygenation, temperature and consequently primary production (House 1996, 2002).

In the Brazilian intracratonic Paraná Basin, the Devonian is represented by a fine-grained sandy to shale

R. S. Horodyski
Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Bloco I, Prédio 43113, Campus do Vale, 91509-900 Porto Alegre, RS, Brazil
e-mail: rshorodyski@gmail.com

M. Holz
Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Av. Barão de Jeremoabo, Ondina, 40170-115 Salvador, BA, Brazil
e-mail: michael.holz.ufba@gmail.com

Y. Grahn (✉)
Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Bloco A, Sala 4001, Rua São Francisco Xavier 524, 20550-013 Rio de Janeiro, RJ, Brazil
e-mail: yngvegrahn@gmail.com

E. P. Bosetti
Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa, UEPG, Av. Carlos Cavalcanti 9.500, Uvaranas, 84010-919 Ponta Grossa, PR, Brazil
e-mail: elvio.bosetti@pq.cnpq.br

succession with a rich fossil record (e.g., Melo 1988; Bosetti et al. 2012), where a black shale succession of the same age as the KACÁK Event is recorded in the central part of the Apucarana Sub-basin (Fig. 1a, b).

The aim of the present paper is to study this section, applying sequence stratigraphy and facies analysis, combined with the recognition of taphonomic signatures in order to discuss and characterize this succession as the actual record of the KACÁK Event in Apucarana Sub-basin.

Biostratigraphy of the KACÁK Event is based on conodonts and goniatites (House 1985, 1996). Unfortunately, these guide fossils are not recorded in the Devonian succession of the Apucarana Sub-basin, and therefore, biostratigraphy and age dating are based upon miospores and chitinozoans (e.g., Bosetti et al. 2011; Grahn et al. 2011).

Geologic setting

The Paraná Basin is a huge intracratonic basin on the South American platform, located in southernmost Brazil and north/northwestern Uruguay, parts of Paraguay and Argentina (Fig. 1a, c). In Brazil, it is represented by two sedimentary depocenters, i.e., the northern Alto Garças and southern Apucarana Sub-basins (Bosetti et al. 2011). The Paraná Basin covers a surface area about 1,700,000 km², has actually a NE–SW elongated shape and is approximately 1,750 km long and 900 km wide. The sedimentary fill of the basin was influenced by tectonic–eustatic cycles linked to the evolution of the Western Gondwana during Paleozoic and Mesozoic times.

The basin has developed over different geotectonic domains, comprising Archean and Paleoproterozoic cratonic terranes and Neoproterozoic mobile belts related to the Pan-African and Brazilian cycles, responsible for the assemblage of Western Gondwana. Hence, the geotectonic framework of the basement is characterized by several cratonic blocks and intervening mobile belts, forming a complex framework of lineaments and crustal discontinuities which influenced sedimentation due to differential subsidence and uplift of the tectonic blocks (Holz et al. 2006).

The eustatic–tectonic cycles controlled sedimentation in the Paraná Basin, and they generated a stratigraphic record that is marked by numerous subaerial events that produced erosion and non-deposition surfaces. Milani and Ramos (1998) and Milani et al. (2007) considered the fill of the basin is constituted of six second-order depositional sequences, ranging in age from Late Ordovician to Late Cretaceous. The stratigraphic interval studied herein corresponds to the second sequence of Milani et al. (2007), named the “Paraná Supersequence,” ranging from the latest Silurian? to

Devonian (early Givetian in outcrops and early late Frasnian in subsurface of the Apucarana Sub-basin). It is a succession lithostratigraphically divided into three formations: Furnas, Ponta Grossa and São Domingos (Grahn et al. 2011).

Stratigraphic and paleontologic data presented herein were acquired from two composite sections located in Tibagi County, Paraná State (Figs. 1b, 2). All investigated outcrops belong to the São Domingos Formation (Grahn 1992; Grahn et al. 2000; Mendlowicz Mauller et al. 2009; Grahn et al. 2011) and spans a late Eifelian to early Givetian age. Figure 2 shows these composite stratigraphic profiles, herein referred to as the Barreiro and São Bento sections. They are approximately 25 km apart (Fig. 1b).

Methodology

The studied material is stored at Universidade Estadual de Ponta Grossa (Paleontology Laboratory of the Geosciences Department, Paraná State) under designations DEGEO/MPI (numbers 3,230–3,930). A total of 700 rock samples collected contain one or more fossil specimens each. The taxa registered are in the paleobiogeographic context of the Malvinokaffric Realm, which was initially described by Richter (1941), revised by Melo (1985, 1988) and with recent new insight given by Bosetti et al. (2012). Other, non-Malvinokaffric taxa also occur. Table 1 gives a summary of the fossil fauna.

The field data acquisition follows the taphonomic/paleoautoecologic protocol of Simões and Ghilardi (2000). The taphonomic analysis identifies the following attributes: (a) fragmentation degree; (b) disarticulation degree; (c) spatial position of the bioclastic grains; (d) packing; and (e) levels of distribution and abundance.

Concerning sequence stratigraphic analysis, the basic threefold scheme of systems tract as depicted by the classic sequence stratigraphic model (i.e., Posamentier and Vail 1988) was used. However, this model does not take into account other stratigraphic elements (such as the falling stage systems tract and its bounding surfaces). The nomenclature of the stratigraphic surfaces is found in (Catuneanu et al. 2009, 2010). The surface that separates the lowstand and the transgressive systems tracts is labeled the “maximum regressive surface” instead of the previous designation “transgressive surface.”

In order to recognize sequence boundaries and geometric systems tracts within the studied successions (Fig. 2), two criteria were used:

1. contacts between facies indicative of deep water and more shallow water settings, recording a base-level fall and a conceptual sequence boundary (i.e., an unconformity or its correlative conformity);

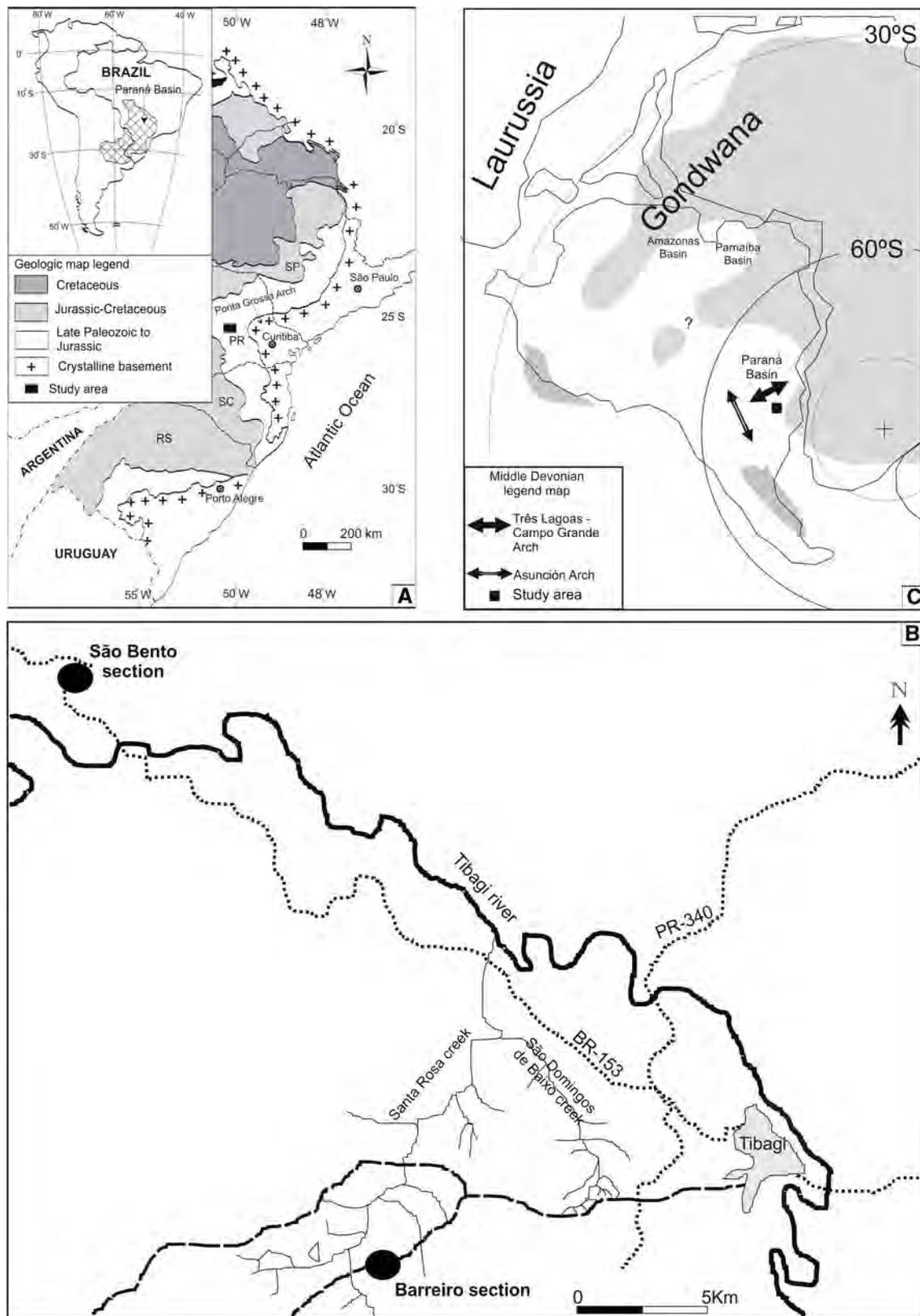


Fig. 1 Map showing the localities discussed in this study. **a** General map of the Paraná Basin modified after Milani and Ramos (1998) and Milani et al. (2007). **b** Detailed map of the investigated localities in

the Apucarana Sub-basin. **c** Gondwana paleogeographic map during the Eifelian–Givetian transition (modified after Scotese et al. 1999)

Fig. 2 Composite stratigraphic profiles of the study area showing main sedimentary facies (see also Table 2), taxonomic distribution (modified after Bosetti et al. 2011), taphonomic signatures and sequence stratigraphic interpretation as discussed in the text. *LST* lowstand systems tract, *TST* transgressive systems tract, *HST* highstand systems tract, *MRS* maximum regressive surface, *MTS* maximum transgressive surface

- vertical variations of facies in order to detect retrogradational and progradational stacking patterns.

Summary of the palynomorph biostratigraphy and the paleoenvironmental significance

The Devonian part of the Barreiro Section represents a succession of latest Eifelian beds, immediately below the KACÁK extinction event, to early Givetian beds above (Fig. 3) the post-extinction event (Bosetti et al. 2011). The latter are associated with the collapse of the classic Malvinokaffric shelly fauna and a “Lilliput Effect” (Fig. 2). Palynomorphs are scarce immediately before and after the extinction event. The scarcity of acritarchs and chitinozoans may be a response to a geochemical sequestration of carbon and nutrients such as nitrogen and phosphorus during the black shale formation that characterized the KACÁK Event (Bosetti et al. 2011), thus tending to deprive the marine palynomorphs of essential food sources. The occurrence of the fresh water algae *Chomotriletes vedugensis* and Tasmanitids below the extinction level (Bosetti et al. 2011) indicates a stressed shallow marine environment with temporary influence of fresh (brackish) water. In the post-extinction beds (Seq. 3) appear *Lunulidia micropunctata*, an ecological phenotype

of *Navifusa bacilla*, suggesting stressed shallow marine environments during this interval as well. Biostratigraphically significant assemblages occur in the upper part of the post-extinction event, dated as earliest Givetian, and younger Givetian beds. At the São Bento Section, the earliest Givetian chitinozoan species *Alpenachitina matogrossensis* and *Alpenachitina petrovinensis* have been reported from beds representing the post-extinction interval (Bosetti et al. 2011). The youngest Devonian beds of the Barreiro Section are characterized by a typical early Givetian marine palynomorph association with chitinozoans such as *Ancyrochitina langei*, *Ramochitina* aff. *R. boliviensis* and *R. ramosi*, and the spores *Acinosporites acanthomammillatus*, *Archaeozonotriletes variabilis*, *Chelinospora ligurata*, *C. timanica*, *Grandispora libyensis*, *Verrucosisporites scurrus* and others (Bosetti et al. 2011). According to Walliser et al. (1995), the miospore *Geminospora lemurata* is an important species to mark the base of the Givetian. It is a common species in the intracratonic basins of Brazil and adjacent areas (e.g., Loboziak et al. 1988, 1992; Perez-Leyton 1990; Ottone 1996; Melo and Loboziak 2003; Grahn et al. 2006, 2010; Breuer and Grahn 2011; and others), where it is an index species for the early Givetian Lli Zone (Melo and Loboziak 2003). This spore zone is present above beds representing the KACÁK Event. The Eifelian/Givetian boundary as defined by the base of the *hemiansatus* conodont Zone (Clausen et al. 1993; Walliser et al. 1995) is close to, but slightly below the first occurrence of *G. lemurata* (Streel and Loboziak 1996; Melo and Loboziak 2003). This stratigraphy is the same in the Paraná Basin (Loboziak et al. 1988; Gaugris and Grahn 2006) and in agreement with that of Morocco (Ellwood et al. 2011).

Table 1 Systematic overview of the Malvinokaffric fossils from the studied taphocoenosis

Cnidaria	Conulatae	<i>Conularia quichua</i> Ulrich 1890—sessile epifaunal <i>Paraconularia ulrichana</i> Clarke 1913—sessile epifaunal	
Brachiopoda	Lingulata	Discinidae	<i>Orbiculoidea baini</i> Sharpe, 1856—epifaunal attached by pedicle, suspension feeders <i>Orbiculoidea excentrica</i> Lange, 1943—epifaunal attached by pedicle, suspension feeders
		Lingulidae	Lingulids indet.—infaunal
	Spiriferida	<i>Australospirifer iheringi</i> Clarke, 1913—infaunal corps supportive, suspension feeders	
	Rhynchonellata	<i>Derbyina whitiorum</i> Clarke, 1913—epifaunal attached by pedicle, suspension feeders <i>Australocoelia palmata</i> . Boucot and Gill, 1956—epifaunal attached by pedicle, suspension feeders	
		Strophomenata	<i>Schuchertella</i> cf. <i>agassizi</i> Hartt, 1874—epifaunal attached by pedicle, suspension feeders
Mollusca	Bivalvia	<i>Nuculana? viator</i> Reed, 1925—infaunal non-siphonate deposit feeder, partly buried	
Arthropoda	Trilobitomorpha	<i>Pennaia pauliana</i> Clarke, 1913—mobile detritivorous benthic epifauna	
	Crustacea	Ostracoda indet.—epifaunal benthic detritivorous	
Ichnofossils	–	<i>Phycosiphon isp.</i> Von Fisher-Ooster, 1858	
Tool marks	–	Roll marks	
Nematophytrophyta	Spongiophytaceae	<i>Spongiophyton</i> spp. Kräusel, 1954	

Table 2 Description of the facies of the Barreiro Section

ID	Texture	Color	Structure	Sedimentary Process
SH	Shales	Very dark gray, black	Laminated	Settling of suspended sediments
SL-p	Fine siltstone, argillaceous	Very dark gray	Laminated, parallel lamination	Settling of suspended sediments near the SWB
SL-hcs	Médium to sandy siltstone	Light yellowish gray	Parallel lamination with milimetric sandstone lens and intercalation with centimetric hummocky cross-bedding	Deposition under oscillatory flow, between SWB e FWWB
SS-hcs	Coarse to medium sandstone	Light yellowish gray	Massive, some centrimetric hummocky cross-bedding	Deposition under oscillatory flow near FWWB,
SS-f	Fine sandstone	Light yellowish gray	Massive	Deposition above FWWB,
SS-gr	Conglomeratic sandstone	Light yellowish gray	Massive	Deposition above FWWB

FWWB fair weather wave base, SWB storm wave base

Fig. 3 Stratigraphic chart showing the Middle Devonian stratigraphy of the Apucarana Sub-basin and the position of the KAČÁK Event. 1. Spore zones after Melo and Loboziak (2003). 2. Chitinozoan zones after Grahn et al. (2011). *ass* Association

Age	Spore Zones ¹	Chitinozoan Zones ²	Event	Dated levels in the Apucarana Sub-basin
Givetian	LLi	<i>Ramochitina stiphrospinata</i>	KAČÁK Event	← Early Givetian palynomorphs Bosetti et al. 2011
		<i>Alpenachitina ass.</i>		← Earliest Givetian palynomorphs Bosetti et al. 2011
Eifelian	Per	<i>Alpenachitina eisenacki</i>		← Late Eifelian palynomorphs Grahn et al. 2011
	GS	<i>Ancyrochitina varispinosa</i> ³		← Late early Eifelian palynomorphs Grahn et al. 2011

Facies and depositional systems

The Middle Devonian rocks in the studied region are dominated by mudstones and fine-grained sandstones with wave-influenced bedding and with minor medium to coarse-grained sandstone and conglomerate interbeds. Since no palynofacies (rare palynomorphs) or geochemical data are available, depositional interpretation is based exclusively upon composition, texture and sin/post-depositional sedimentary structures. Six facies were identified in the Barreiro and São Bento sections (Fig. 2; Table 2).

The vertical succession of lithofacies summarized in Table 2 leads to the identification of three depositional systems, indicative of a paralic to open marine environmental setting.

The most proximal depositional system in the studied area is represented by lithofacies SS-gr (coarse sandstone and gravel), which is interpreted as the record of the upper shoreface and foreshore of that section (Fig. 4e). This is associated with the SS-f (fine-grained sandstones) lithofacies (Fig. 4d), interpreted as the less proximal portion of

the foreshore/shoreface zone. Since the sedimentary structures of those facies are mostly obliterated by bioturbation or erosion, our environmental interpretation is based on (1) the association with wave-originated facies (SS-hcs and SL-hcs; Fig. 4b) and (2) the well-sorted, quartzitic nature of the sediments.

This shallow water depositional system is spatially associated with a lower shoreface system (or transitional offshore system by some authors; e.g., Zabini et al. 2010), formed by a facies association with fine-grained sandstones and siltstones with hummocky bedding (lithofacies SS-hcs and SL-hcs). The SS-hcs facies (Fig. 4f) is indicative of oscillatory flows, with deposition between storm and fair weather wave base, and represent the more proximal part of the shoreface–offshore transition, which distally grades to the finer SS-hcs Facies.

The typical offshore depositional system consists of siltstones and shales—lithofacies SL-p (Fig. 4c) and SH (Fig. 4a), representing deposition of suspended sediments (hemipelagic sedimentation) in a depositional environment below storm wave base, with the possible

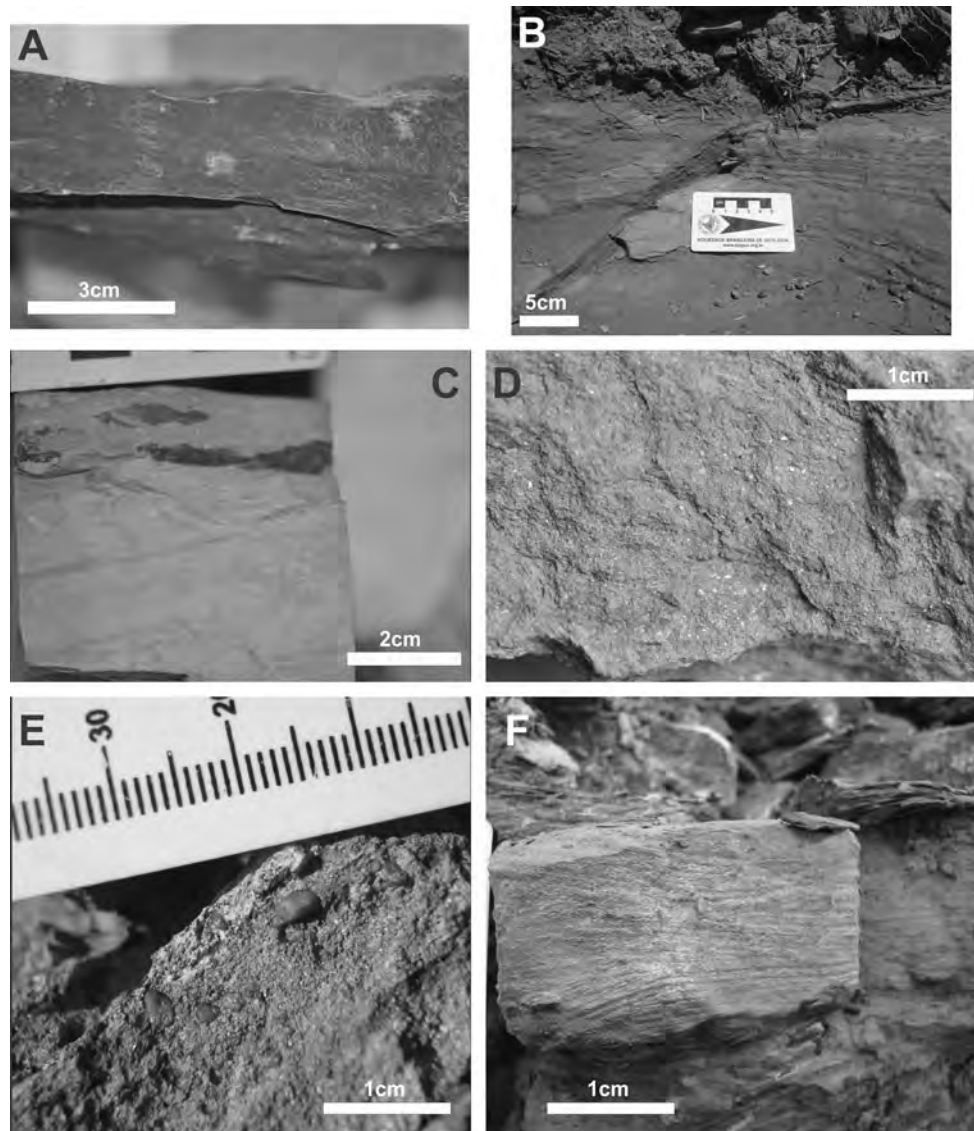
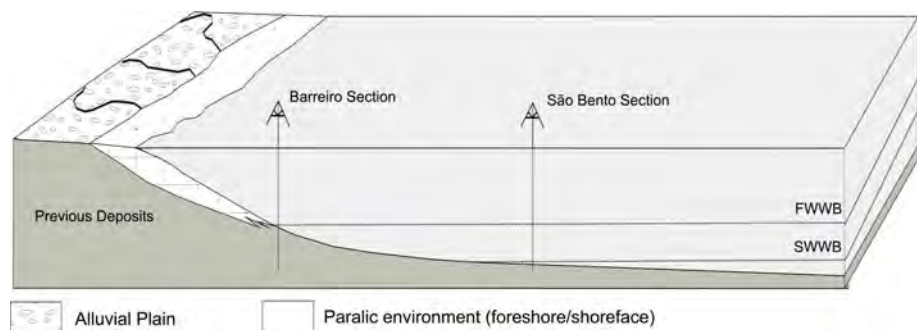


Fig. 4 Facies in the investigated sections. **a** Facies SH, **b** Facies SL-hcs; **c** Facies SL-p, **d** Facies SS-f, **e** Facies SS-gr, **f** Facies SS-hcs. For explanation of facies, see Table 2

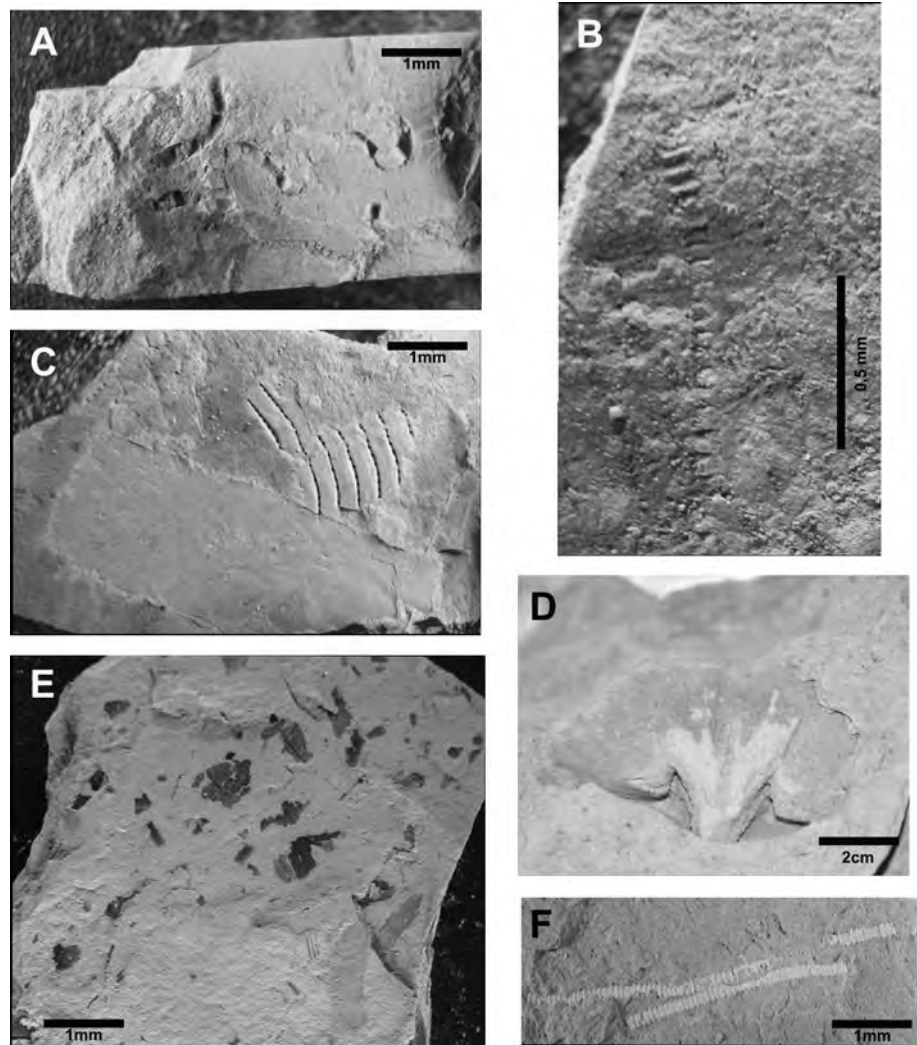
Fig. 5 Location of the sections with marine deposition in the Apucarana Sub-basin, Paraná Basin. *FWWB* fair weather wave base, *SWWB* storm weather wave base



contribution of muddy turbidity currents, indicated by the incipient graded beds associated with the massive mudstones.

Interpretation of the facies succession and the respective depositional systems indicates that both sections are located in a comparatively deeper (middle to outer shelf)

Fig. 6 Selected fossils from the “Lilliput” fauna. **a** *Phycosiphon isp.* **b** Roll Marks; **c** Flatted conulariid associated with *Spongiophyton*. **d** *Australospirifer iheringi*. **e** Fragments of *Spongiophyton*. **f** ?*Ctenoceras*



environment than the foreshore; but it seems that the Barreiro Section is located in a more proximal setting with regard to the São Bento Section (Fig. 5).

Sequence stratigraphy

Based upon the criteria as described above, the following sequences have been recognized (Fig. 2).

Sequence 1

The lower sequence boundary of this sequence is not present in the study area. The coarse facies (conglomeratic sandstone) at the base is interpreted as the record of a shallow coastal environment and characterizes the lowstand systems tract of the sequence. The overlying dark mudstone deposited in an offshore setting records the transgressive systems tract. Highstand deposits are not recorded, probably due to the erosion that formed the next sequence boundary.

Sequence 2

Basal sandstones interpreted as foreshore/shoreface deposition, forming the lowstand systems tract of that sequence. The middle to top portion of the sequence forms the transgressive systems tract, characterized by a retrogradational facies trend, grading from fine-grained sandstones and siltstones to dark mudstones representing the KAČÁK Event, as discussed below. Again, highstand deposits are not recorded, probably due to the erosion that formed the next sequence boundary.

Sequence 3

The base is marked by a thin coarse foreshore/upper shoreface sandstone, followed by an aggradational to slightly retrogradational succession of fine-grained sandstones, siltstones and mostly dark mudstones, representing the transgressive systems. At the topmost portion of that sequence, the progradational patterns of the facies

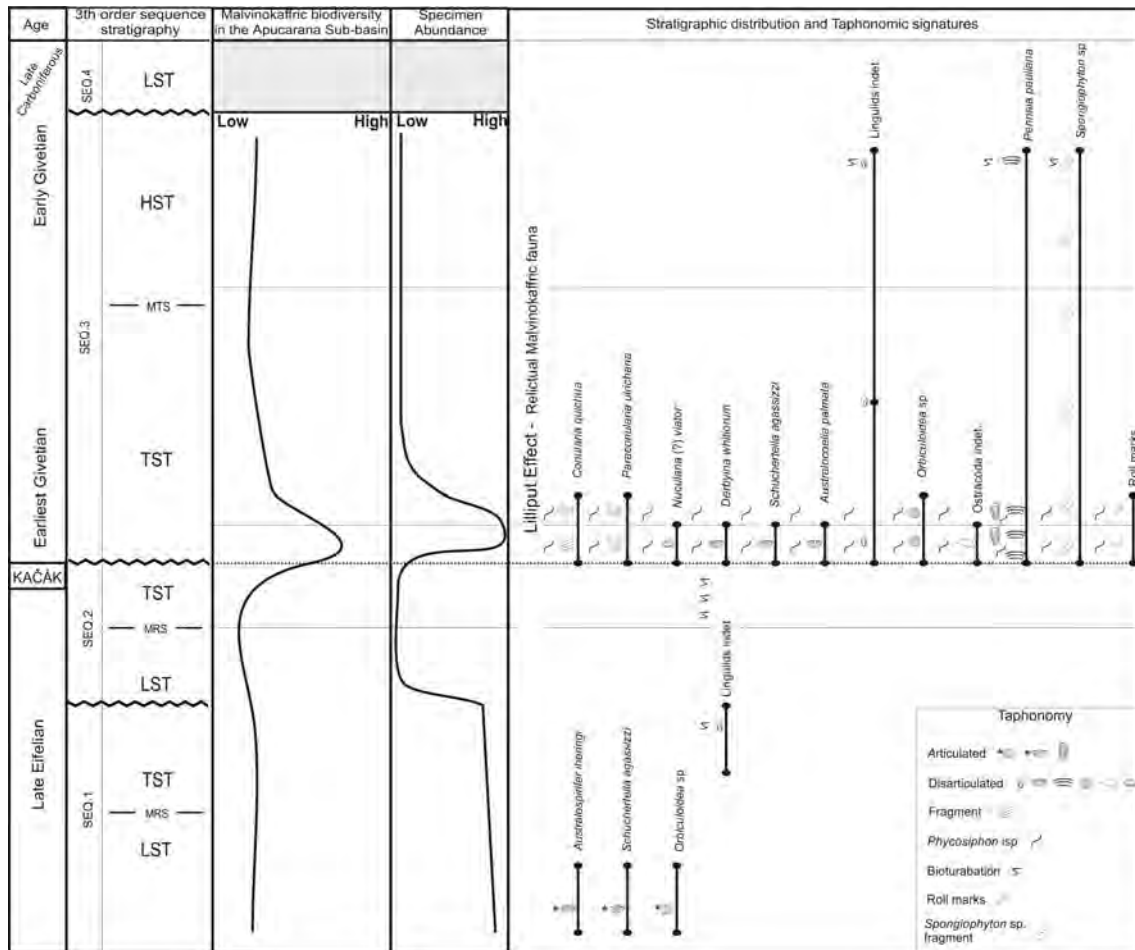


Fig. 7 Summary of the taphonomic signatures and the vertical distribution of the above described faunas. Significant base-level falls (recorded by the sequence boundaries) influence the specimen abundance and the vertical distribution of the different faunas.

However, no significant correlation between the taphonomic signature and the stratigraphic position of the fossils within the different systems tracts is detected

succession are taken as an indicative of a highstand systems tract, recording the normal regression that followed the transgressive phase. The maximum transgressive surface is tentatively marked at a fine-grained siltstone in the Barreiro Section. The highstand systems tract is eroded by the overlying sequence boundary.

Sequence 4

The base is marked by a coarse-grained fluvial sandstone, interpreted as a lowstand systems tract. This sequence is Carboniferous in age, hence, that limit between sequences 3 and 4 is actually a second-order sequence boundary, separating the Paraná Sequence from the Gondwana 1 sequence in the scheme of Milani et al. (2007), enclosing a hiatus.

Taphonomy

Sequence 1

The base of Sequence 1 (LST) records the typical suspension-feeding Malvinokaffric fauna (*Australospirifer iheringi* (Fig. 6d), *Orbiculoidea baini* and *Schuchertella agassizi*—see Fig. 7; Table 1). The bioclasts are articulated, not fragmented, preserved parallel to the bedding planes in sandstone facies (SS-gr) and very densely packed (a common feature in Malvinokaffric sandstones, see Fig. 4e and Zabini et al. 2012). The taphonomy and the paleoecology of this fauna suggest autochthony to parautochthony, with almost no transport but significant *situ* reworking, reflecting the regressive nature of the sedimentation regime, where the coastline advances seawards and the available space is easily filled by relatively shallow water facies.

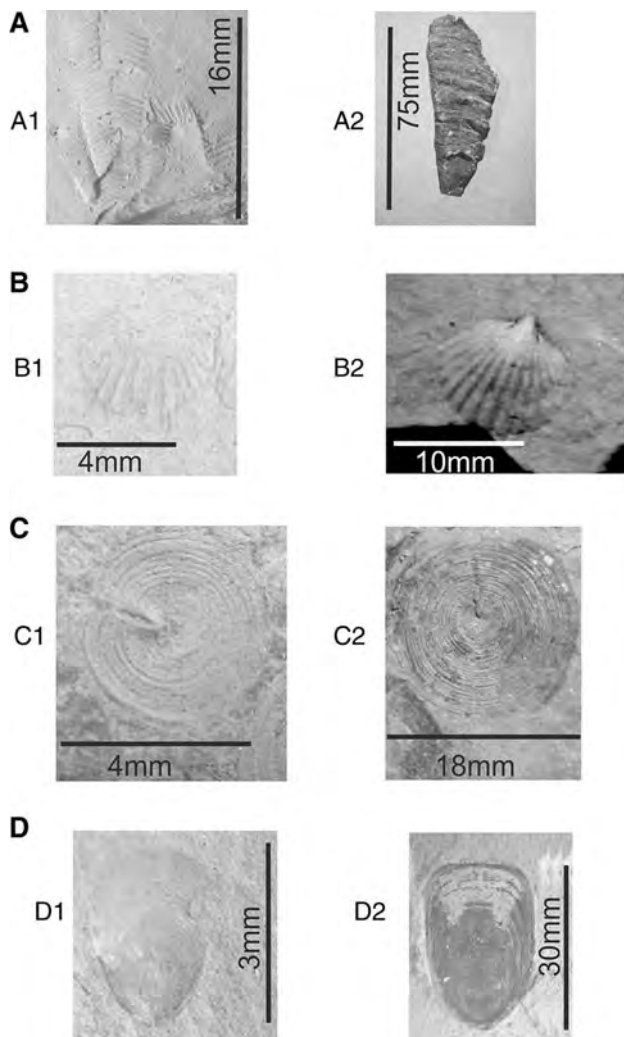


Fig. 8 Diagram showing the differences sizes of Malvinokaffric Lilliput fauna, compared to normal phenotypes of Ponta Grossa Formation (sensu Oliveira 1912; for references, see Grahn et al. 2011) and base of São Domingos Formation (sensu Maack 1947; for references see Grahn et al. 2011 and Bosetti et al. 2012): **a** *Paraconularia ulrichana*; **b** *Australocoelia palmata*, **c** *Orbiculoidea bairni*, **d** infaunal Lingulids indet. A1, B1, C1 and D1 represent subnormal phenotypes species, A2, B2, C2 and D2 represent the same species with normal size. Note that the reduction size in some cases may reach 90 %

The LST is topped by the TST, which records the landwards migration of the coastline and increasing accommodation space. In the fine-grained sediments of the transgressive systems tract, infaunal lingulids occur, with moderate to intense bioturbation. Bioclasts are not fragmented and positioned horizontally to the bedding planes.

Sequence 2

The base of Sequence 2 (LST) shows an unfossiliferous sandstone (Facies SS-f), reflecting a shallow regressive depositional setting. The LST is topped by the TST, which registered the

landwards migration of the coastline under a regime of increasing accommodation space. In this transgressive systems tract, fine-grained sediments with infaunal, unfragmented lingulids, positioned parallel to the bedding planes. The TST encompasses the Eifelian/Givetian transition, and it shows some bioturbated sediments at the base and records facies of black shales resulting from a maximum transgression, modifying the environmental factors as the oxygenation, temperature and primary production (KACÁK Event). No ichnofossils nor macrofossils in this facies were found.

Sequence 3

The base of Sequence 3 (LST) shows a thin layer of coarse-grained, non-fossiliferous sediments of upper shoreface setting. This facies is overlain by fine-grained sandstones and mudstones of the TST, containing an abundant relictual Malvinokaffric fauna (for comparison see basic taphonomic analysis by Bosetti et al. 2011), represented by subnormal size phenotypes (Lilliput Effect sensu Urbanek 1993), as described below:

Conulariids

Conulariids (see Table 1; Fig. 8a) are incomplete (i.e., missing the opening region. A common feature in Malvinokaffric conulariids with uncertain ontogenetic implications) and are positioned parallel to the bedding planes of bioturbated siltstone (Facies SL-p). Two preservation types are identified:

1. horizontally preserved, laterally flattened, torn and/or partially fragmented fossils (this type of preservation was also described from the Emsian of the Paraná Basin by Rodrigues et al. 2003);
2. flattened fragment of a transverse ribs being articulated by the medium line; or flattened fragment of two or more transverse ribs linked by the midline; or flattened fragment of one or more transverse ribs with the absence of articulation of the midline, in other words, just one side of a face.

The second type is more abundant, but in many cases, the conulariid fragments occur in both preservation styles, showing different levels of fragmentation, associated with valves of shells and remains of fragmented *Spongiophyton* of different sizes (Fig. 6c, e). This suggests that the members of the taphocoenosis were not significantly transported; hence, it is considered parautochthonous;

Trilobites

Both complete and disarticulated trilobites occur. The partially disarticulated trilobites (see Table 1) found can be

interpreted as exuviae in the first stages of disarticulation, caused either by disintegration of the organic tissue or sufficient movements in the water (cf. Ghilardi 2004). This attribute, added to the absence of abrasion and bioerosion of the bioclasts, indicates a low residence time at the water–sediment interface.

Five preservation patterns were observed (in order of predominance):

(1) Complete preservation of the carcass; (2) articulation preservation of the thorax/pygidium; (3) isolated pygidiums; (4) isolated cephalons; and (5) isolated thorax. The data suggest autochthony to parautochthony for this taphocoenosis;

Brachiopoda

Rhynchonellata and Strophomenata All bioclasts (*Derbyina whitiorum*, *Australocoelia palmata* (see Fig. 8b) and *Schuchertella* cf. *agassizi*; see Table 1) are disarticulated and preserved parallel to the bedding planes. Only in *Schuchertella* cf., *agassizi* was there partial fragmentation due to the flattening of the valves, possibly caused by sediment compaction. No bioerosion, abrasion or rounding was observed, suggesting a non-transported, autochthonous to parautochthonous fossil concentration;

Discinidae The common ventral–dorsal flattening in the brachial valves as registered in other facies of the Devonian succession was not observed. The Discinidae (see Table 1; Fig. 8c) in the taphocoenosis preserves their original conical form. Preservation of brachial valves with disarticulated pedicle is common, and in some cases, it refers to the same specimen (*Orbiculoidea baini* and/or *O. excentrica*). The preserved bioclasts occur parallel to bedding planes. Fragmentation and abrasion were not diagnosed, indicating that no significant transport occurred during the formation of the taphocoenosis, which is considered autochthonous and parautochthonous.

Lingulids indet Lingulids (see Table 1; Fig. 8d) occur parallel to the bedding planes and some valves occur disposed in scissors. Fragmentation was not diagnosed. Residence time at the water–sediment interface of infaunal lingulids, according to Kowalewski (1996) and Emig (1982) does not exceed the period of weeks. Zabini (2007) reports the importance of the record of ichnofossil associated with lingulids suggesting autochthony of such bioclasts, which is not the case of the current situation. However, the signatures mentioned above are an important indicator to corroborate the hypothesis of non-significant transport of the bioclasts, which are considered as parautochthonous.

Bivalvia

Specimens of the *Nuculana? viator* (see Table 1) are disarticulated and disposed parallel to the bedding planes. No fragmentation, bioerosion, abrasion or rounding of valves was observed, suggesting autochthonous to parautochthonous preservation.

Ostracoda indet

Molds (with no observed muscular impressions and ornamentations; see Table 1) occur preserved parallel to the bedding planes. No fragmentation, bioerosion, abrasion or rounding of valves was observed, once again suggesting autochthonous to parautochthonous preservation.

Ichnofossils

Phycosiphon—Planolites composite ichnofabric dominated by *Phycosiphon*. *Phycosiphon* (Fig. 6a) was registered for the first time by Bosetti and Silva (2010) for the Devonian succession of the Apucarana Sub-basin. It consists of small burrows disposed as frequently ramified “U” shape laces parallel or slightly oblique to the bedding planes. These organisms suggest salinity fluctuations and are better preserved in highly dysoxic or anoxic substrates (personal communication, Renata Netto 2010). This indicates low oxygen levels during the post-extinction event. Low oxygen levels are, however, common in the Malvinokaffric of Apucarana Sub-basin.

Tool marks

Roll marks (Tool mark). Initially, these grooves were interpreted, with uncertainty, as molds or shell impressions of the ?*Ctenoceras* orthoceratid cephalopod by Horodyski (2010) and Bosetti et al. (2011). However, Bosetti et al. (2010) present a different interpretation for fossils in some of the samples, based on the fact that molds would be elongated, with annular ornamentation and no preferential orientation. Its width would vary, and they could show some curvatures or also be straight. Nevertheless, the curvature of the observed specimens is never positioned in the same longitudinal region of the samples. It does not have any apical opening, which should be easily recognized. All of this favors the interpretation of those features as the record of a fossil roll or tool mark, not of a mold of bioclasts. Similar structures are shown by Seilacher (2007), who illustrated roll marks produced by cephalopods in the German Triassic.

Samples of the ?*Ctenoceras* orthocone cephalopods (Fig. 6f) are at present studied for taxonomy and environmental significance.

The marks described here (Fig. 6b), as well as the presence of *Phycosiphon isp* (Fig. 6a), can be interpreted as the product of activities of an opportunistic immigrant fauna (immigrant species taken over empty niches from extinct precursors) during the earliest Givetian (sensu Bosetti et al. 2011).

The transgression prevails until the limit with the HST, where the fossil record becomes more rare. There are some occurrences of bioturbation and of plant fragments easily transported by currents due to their low density. The lack of macroinvertebrates in these beds suggests that conditions became too deep and dysoxic. During coastal encroachment (retrogradation), the organism ideal distribution zone also shifted upramp so that the depositional environment were not favorable for fossil preservation. Additionally, the Malvinokaffric fauna significantly declined by this time (e.g., Bosetti et al. 2011 and references therein). During formation of the maximum transgressive surface (MTS, Fig. 2), sedimentation occurred at a very low rate, and it provided a perfect environment for the more soft-substrate dwelling organisms, as recorded in these beds.

During the highstand systems tract (HST), the coastline advanced seawards, progressively shallowing the depositional environment. Facies displays hummocky cross-bedding, indicating deposition between fair weather and storm weather wave bases. Autochthonous to parautochthonous *Pennaia pauliana* thoraxes and disarticulated valves of lingulids indet (see Table 1) of normal size occur, suggesting that the growth-restraining conditions had past and that the fauna had recovered part of its original size distribution.

Sequence 4

This sequence is Carboniferous. Its boundary is a Type II unconformity recording a lowstand systems tract formed by global glacio-eustacy depositional system. No fossils were found in this systems tract.

Paleobiodiversity, abundance and extinction

Analyses of the taphonomy, sequence stratigraphy and facies successions, have provided confirmation of an extensive extinction of the Malvinokaffric shelly fauna. This fauna ranges from Pragian to the early Givetian (e.g., Bosetti et al. 2011; Bosetti et al. 2012).

Figure 7 shows a summary of the taphonomic signatures and the vertical distribution of the above described faunas. It seems clear that significant base-level falls (recorded by the sequence boundaries) influence the specimen

abundance and the vertical distribution of the different faunas, but there is no significant correlation between the taphonomic signature and the stratigraphic position of the fossils within the different systems tracts.

Since conodont and goniatite biostratigraphy (sensu House 1989, 1996) cannot be used for precise age determination due to the absence of global index fossils in the Devonian succession of the Paraná Basin, biostratigraphy and approximate age determination of the shales recording the extinction event and the later Lilliput effect displayed by the surviving fauna are based upon miospores and chitinozoans (e.g., Bosetti et al. 2011; Grahn et al. 2011). This biostratigraphy correlates very well with the age of the KAČÁK Event as given by House (op cit), Ellwood et al. (2011) and other authors.

Summary and Conclusions

The Eifelian—Givetian Devonian sequences of the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin) show a non-random vertical distribution of bioclasts. The black shales near the top of Seq 2, interpreted as a flooding event, indicate a maximum transgressive system. Those shales are coeval with the global KAČÁK Event. The taphonomic signatures of the “Lilliput fauna” in the earliest Givetian succession show that the original habitat of this autochthonous to parautochthonous fauna was a low-energy environment between the fair weather wave base (FWWB) and the storm wave base (SWB) of a Devonian epicontinental sea.

The association of the high abundance of the ichnofossil *Phycosiphon isp* with shelly fossils affected by the “Lilliput Effect” support the hypothesis of the primary production decline caused by the Eifelian/Givetian transgression, perhaps as a persisting result of the KAČÁK bioevent. Even under unfavorable conditions, these “Lilliput” taxa would have their feeding needs satisfied. Yet, this association also shows evidence of recolonization of the substrate after the biotic crises which caused the collapse of the Malvinokaffric shelly fauna (Bosetti et al. 2011).

Acknowledgments Rodrigo Scalise Horodyski (CNPq-141256/2010-9) and Michael Holz (CNPq-303047/2011-9) acknowledge the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for personal research grants. Yngve Grahn and Elvio P. Bosetti thanks CNPq (CNPq PQ 401796/2010-8) for financial support. Dr. Renata Guimarães Netto (Universidade do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul) is acknowledged for information on ichnofossils, and Prof. Peter Isaacson (Moscow, Idaho) is warmly acknowledged for reviewing the manuscript and checking the English and Dr. Eberhard Schindler (Frankfurt am Main, Germany) for reviewing it. The reviews of an early version of the manuscript by Carlton E. Brett (University of Cincinnati) and two anonymous reviewers greatly improved it.

References

- Bosetti EP, Silva RC (2010) Primeira ocorrência de Phycosiphon Von Fischer-Ooster, 1858 na Formação Ponta Grossa (Devoniano, Bacia do Paraná) e considerações sobre mudanças ecológicas na passagem Eifeliano-Givetiano. XI Reunião anual da Sociedade Brasileira de Paleontologia—Paleo 2009, Curitiba. Resumos 1:10
- Bosetti EP, Horodyski RS, Zabini C (2010) Earliest Givetian Cephalopoda “roll marks” in the Paraná Basin? Simpósio Latino Americano de Icnologia, São Leopoldo. Resúmenes/ Abstracts 1:10
- Bosetti EP, Grahn Y, Horodyski RS, Mendlowicz Mauller P, Breuer P, Zabini C (2011) An earliest Givetian “Lilliput Effect” in the Paraná Basin, and the collapse of the Malvinokaffric shelly fauna. *Paläontologische Zeitschrift* 85:49–65
- Bosetti EP, Grahn Y, Horodyski RS, Mendlowicz Mauller P (2012) The first recorded decline of the Malvinokaffric Devonian fauna in the Paraná Basin (southern Brazil) and its cause; taphonomic and fossil evidences. *J South Am Earth Sci* 37:228–241
- Breuer P, Grahn Y (2011) Middle Devonian spore stratigraphy in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Española de Micropaleontología* 43:19–38
- Catuneanu O, Abreu V, Battacharya JP et al (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Sci Rev* 92:1–33
- Catuneanu O, Battacharya JP, Blum MD et al (2010) Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. First break volume 28. <http://fb.eage.org>
- Chlupáč I, Kukul Z (1988) Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian-Middle Devonian, Czecho-slovakia). *Sbornik Geologickeho Vedeckeho Geologie* 42:83–148
- Clausen CD, Weddige K, Ziegler W (1993) Devonian of the Rheinisch Massif. *SDS Newslett* 10:18
- De Santis MK, Brett CE (2011) Late Eifelian (Middle Devonian) biocrises: timing and signature of the pre-Kačák Bakoven and Stony Hollow events in eastern North America. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 304(1–2):113–135
- Ellwood BB, Algeo TJ, El Hassani A, Tomkin JH, Rowe HD (2011) Defining the timing and duration of the Kačák Interval within the Eifelian/Givetian boundary GSSP, Mech Irdane, Morocco, using geochemical and magnetic susceptibility patterns. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 304(1–2):74–84
- Emig CC (1982) Taxonomie du genre *Lingula* (Brachiopodes, Inarticulés). *Bulletin of the Natural History Museum* 4° sér., vol. 4, section A, no 3–4:337–367
- Gaugris KA, Grahn Y (2006) New chitinozoan species from the Devonian of the Paraná basin, south Brazil, and their biostratigraphic significance. *Ameghiniana* 43:293–310
- Ghilardi RP (2004) Tafonomia comparada e paleoecologia dos macroinvertebrados (ênfase em trilobites), da Formação Ponta Grossa (Devoniano, Sub-bacia Apucarana), Estado do Paraná. Thesis. Universidade de São Paulo, Brasil
- Grahn Y (1992) Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. *Palynology* 16:35–61
- Grahn Y, Pereira E, Bergamaschi S (2000) Silurian and Lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. *Palynology* 24:147–176
- Grahn Y, Melo JHG, Loboziak S (2006) Integrated Middle and Late Devonian miospore and chitinozoan zonation of the Parnaíba Basin, Brazil: an update. *Revista Brasileira de Paleontologia* 9:283–294
- Grahn Y, Mendlowicz Mauller P, Pereira E, Loboziak S (2010) Palynostratigraphy of the Chapada Group and its significance in the Devonian stratigraphy of the Paraná Basin, South Brazil. *J South Am Earth Sci* 29:354–370
- Grahn Y, Mendlowicz Mauller P, Bergamaschi S, Bosetti EP (2011) Palynology and sequence stratigraphy of three Devonian rock units in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, south Brazil): additional data and correlation. *Rev Palaeobot Palynol*. doi:10.1016/j.revpalbo.2011.10.006
- Holz M, Kuchle J, Philip RP, Bischoff AP, 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
- Horodyski RS (2010) Tafonomia dos invertebrados fósseis na seqüência eifeliana-frasniana da sucessão devoniana da sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Tibagi, PR. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil
- House MR (1985) Correlation of mid-Palaeozoic ammonoids evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature* 313:17–22
- House MR (1989) Analysis of mid-Palaeozoic extinctions. *Bulletin de la Société Belge de Géologie* 98:99–107
- House MR (1996) The Middle Devonian KAČÁK event. *Proc Ussher Soc* 9:079–084
- House MR (2002) Strength, timing and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 181:5–25
- Kowalewski M (1996) Taphonomy of a living fossil: the Lingulide Brachiopod *Glottidia palmeri* Dall from Baja California, Mexico. *Palaio* 11:244–265
- Loboziak S, Strel M, Burjack MIA (1988) Miospores du Dévonien Moyen et Supérieur du Bassin du Parana, Brésil: Systematique et stratigraphie. *Sciences Géologique Bulletin* 41:351–377
- Loboziak S, Strel M, Caputo MV, Melo JHG (1992) Middle Devonian to Lower carboniferous miospore stratigraphy in the Central Parnaíba Basin (Brazil). *Annales de la Société Géologique de Belgique* 115:215–226
- Maack R (1947) Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia* 2(63):154
- Melo JHG (1985) A Província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil. Thesis. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro
- Melo JHG (1988) The Malvinokaffric Realm in the Devoniano of Brazil. In: McMillan NJ, Embry AF, Glass DJ (eds) *Proceedings of the second International Symposium on the Devonian System, Calgary, Devonian of the World, Canada, vol 1. Regional Syntheses* pp 669–976
- Melo JHG, Loboziak S (2003) Devonian—early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Rev Palaeobot Palynol* 124:131–202
- Mendlowicz Mauller P, Grahn Y, Machado Cardoso TR (2009) Palynostratigraphy from the Lower Devonian of the Paraná Basin, south Brazil, and a revision of contemporary chitinozoan biozones from western Gondwana. *Stratigraphy* 6: 313–332
- Milani EJ, Ramos VA (1998) Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28:527–544
- Milani EJ, Melo JHG, Souza PA, Fernandes LA, França AB (2007) Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15:265–287
- Oliveira EP (1912) O terreno devoniano do sul do Brasil. *Escola de Minas de Ouro Preto* 14:31–41
- Ottone GE (1996) Devonian palynomorphs from the Los Monos Formation, Tataja Basin, Argentina. *Palynology* 29:105–155
- Perez-Leyton MA (1990) Miospores du Dévonien Moyen ET Supérieur de la coupe de Bermejo—La Angostura (Sud-Est de La Bolivie). *Annales de la Société Géologique de Belgique* 113:373–389

- Posamentier HW, Vail PR (1988) Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In: Wilgus, BS, Kendall, CGSTC, Posamentier HW, Ross CA, Van Wagoner JC (eds) Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Quebec, pp 125–154
- Richter R (1941) Devon. Geologische Jahresberichte 3:31–43
- Rodrigues SC, Simões MG, Leme JM (2003) Tafonomia comparada dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do Paraná. Revista Brasileira de Geociências 33:381–390
- Scotese CR, Boucot AJ, McKerrow WS (1999) Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. J Afr Earth Sci 28:99–114
- Seilacher A (2007) Trace fossil analysis. Springer, Berlin
- Simões MG, Ghilardi RP (2000) Protocolo tafonômico/paleoautoecológico como ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Brasil. Pesquisas em Geociências 27:3–13
- Streel M, Loboziak S (1996) Middle to Upper Devonian miospores. In: Jansonius JJ, McGregor DC (eds) Palynology, principles and applications. AASP Foundation, Salt Lake City 2:575–587
- Troth I, Marschall JEA, Racey A, Becker RT (2011) Devonian sea-level change in Bolivia: A high palaeolatitude biostratigraphical calibration of the global sea-level curve. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 304:3–20
- Urbanek A (1993) Biotic crisis in the history of the Upper Silurian graptolites: a palaeobiologic model. Hist Biol 7:29–50
- Walliser OH, Bultnyck P, Weddige K, Becker RT, House MR (1995) Definition of the Eifelian–Givetian Stage boundary. Episodes 18:107–115
- Zabini C (2007) Lingulídeos da sucessão devoniana da Bacia do Paraná, região dos Campos Gerais, Brasil: revisão de conceitos biológicos-ecológicos e análise tafonômica básica. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio de Janeiro
- Zabini C, Bosetti EP, Holz M (2010) Taphonomy and taphofacies analysis of lingulid brachiopods from Devonian sequences of the Paraná Basin, Brazil. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 292:44–56
- Zabini C, Holz M, Bosetti EP, Matsumura WMK (2012) Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of marine invertebrates: a Devonian (Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin, Brazil. J South Am Earth Sci 33:8–20

Capítulo 2

"Marine invertebrate taphofacies controlled by storm and wave base level (Devonian of the Apucarana Sub-basin, Paraná Basin, Brazil)". Rodrigo Scalise HORODYSKI, Elvio Pinto BOSETTI, Sandro Marcelo SCHEFFLER, Renato Pirani GHILARDI, Roberto IANNUZZI. *PALAIOS*, artigo submetido.

1 **MARINE INVERTEBRATE TAPHOFACIES CONTROLLED BY STORM AND**
2 **WAVE BASE LEVEL (DEVONIAN OF THE APUCARANA SUB-BASIN,**
3 **PARANÁ BASIN, BRAZIL)**

4
5 RODRIGO SCALISE HORODYSKI^{1*}, ELVIO PINTO BOSETTI², SANDRO
6 MARCELO SCHEFFLER³, RENATO PIRANI GHILARDI⁴, and ROBERTO
7 IANNUZZI⁵

8
9 *¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em*
10 *Geociências, Av. Bento Gonçalves 9500, Bloco I, Prédio 43113, Campus do Vale,*
11 *91509-900, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil, rshorodyski@gmail.com;*

12 *²Universidade Estadual de Ponta Grossa, Departamento de Geociências, Av. Carlos*
13 *Cavalcanti 9.500, Uvaranas, 84010-919, Ponta Grossa, Paraná state,*
14 *Brazil, elvio.bosetti@pq.cnpq.br;* *³Universidade Federal de São Paulo, Campus*
15 *Diadema, Departamento de Ciências Biológicas, UNIFESP, Rua Prof. Artur Riedel,*
16 *275, Jd. Eldorado, 09972-270 - Diadema, SP, Brazil, schefflersm@gmail.com,*

17 *⁴Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Faculdade de Ciências de*
18 *Bauru, Departamento de Ciências Biológicas, UNESP, Av. Eng. Luiz Edmundo Carrijo*
19 *Coube, s/n 17033-360 - Bauru, SP, Brazil, ghilardi@fc.unesp.br;* *⁵Universidade*
20 *Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves 9500,*
21 *Bloco I, Prédio 43113, Campus do Vale, 91509-900, Porto Alegre, RS, Brazil,*
22 *roberto.iannuzzi@urfgs.br*

23
24 * corresponding author

25 Tel. 055 42 3301 7717

26 email: rshorodyski@gmail.com

27 Keywords: taphonomy, latest Pragian to early Givetian, paleoenvironmental

28 reconstitution, malvinokaffric fauna, Gondwana, Paraná state.

29

30 **ABSTRACT**

31

32 The purpose here is to evaluate the taphofacies of invertebrate-bearing rocks from the
33 Devonian Gondwana, Paraná Basin (Brazil). We approached the influence of different
34 energy events such as storm and fair-weather waves over the recognized taphofacies.
35 Our findings allowed recognizing different patterns of fossil transport, along with
36 several *in situ* occurrences, in the six taphofacies here identified, which unveil offshore
37 through shoreface paleoenvironments. At proximal basin regions, increased
38 sedimentation rates, and high magnitude events such as proximal events (generating
39 tempestites), controls the final burial. Intense post-burial vertical migration of the
40 taphonomically active zone was a leading agent in the destruction of original
41 biocoenosis information in this basin region. At distal basin sites the final burial
42 occurred due to return currents caused by high magnitude storms, with obruption
43 deposits included by fines sedimentation at offshore. These currents bring skeletal
44 remains from shallower to deep waters. Taphofacies analyses offer criteria for
45 recognizing habitat range, ecological preferences and taphonomic signatures in every
46 occurring taxonomic group, making possible to build important paleoenvironmental and
47 paleoecological reconstruction.

48

49 **INTRODUCTION**

50

51 The taphofacies concept was originally coined as the detailed study of the
52 genesis of fossil associations (Brett and Baird, 1986; Speyer and Brett, 1986; Speyer
53 and Brett, 1988). A taphofacies consists of a fossil assemblage, from a particular
54 sedimentary level, with distinctive taphonomic signatures that reflect the depositional
55 history of the skeletal remains in study (Speyer and Brett, 1986; Speyer and Brett,
56 1988).

57 Studies on fossil preservation dynamics, such as sedimentation rates, base level
58 variation (Walker and Plint, 1992) and storms (Brett and Seilacher, 1992) allowed a
59 better understanding of the taphonomic patterns of taxonomic groups through depth
60 gradients in a sedimentary basin (Speyer and Brett, 1988; Miller et al., 1988; Brett and
61 Seilacher, 1991; Brett, 1995; Brett et al., 1997). Taphofacies studies of the invertebrates
62 from the Malvinokaffric Province in Paraná Basin are limited mostly to Lower/early
63 Middle Devonian (Rodrigues et al., 2003; Bosetti, 2004; Bosetti et al., 2012; Zabini et
64 al., 2010; Zabini et al., 2012). These works fomented the understanding of marine
65 environments during middle Paleozoic, and enlightened the *in situ* occurrence of some
66 invertebrate taxa until then uncertain (e.g. infaunal lingulids lived in shoreface
67 environments, above normal wave base level; Zabini et al., 2012). Therefore, it is
68 important to emphasize that taphofacies studies do not imply only in weighing
69 paleoenvironmental dynamics, but is also useful for variate studies (e.g. paleoecology).

70 Here we addressed the invertebrate Malvinokaffric fauna *sensu* Melo (1988) and Bosetti
71 et al., (2011). This fauna, which inhabited the cold epeiric seas from Parana Basin
72 during Devonian, faced severe environmental changes during middle and late Emsian
73 (Bosetti et al., 2012), and the rapid global marine transgression occurred during
74 Eiffelian-Givetian passage (e.g. Melo, 1988; Bosetti et al., 2011; Horodyski et al., 2011;
75 Horodyski et al., 2013). During Middle Devonian, the great evidence is the Kačák

76 extinction event (House, 1989, 1996, 2002), already diagnosed in several localities of
77 Larussia (e.g. House, 1989, 1996, 2002; Walliser et al., 1995; Chlupáč, 1995; Ellwood
78 et al., 2010; Brett et al., 2011; Desantis and Brett, 2010), Bolivia (Troth et al., 2011) and
79 Paraná Basin (Horodyski et al., 2011; Horodyski et al., 2013). In the later, sedimentary
80 layers post- Kačák display important biogeographic, taphonomic and ecological shifts
81 (Bosetti et al., 2010; Bosetti et al., 2011; Horodyski et al., 2011; Horodyski et al., 2013),
82 with the occurrence of Lilliput Effect (*sensu* Urbanek, 1993; see also Bosetti et al.,
83 2011) and adventitious fauna. In this study, we targeted to evaluate the taphofacies
84 present in a sedimentary section of latest Pragian to early Givetian age. Here we
85 approach how different energy levels of storm and normal waves controlled the
86 generation of the recognized taphofacies. From this study, it was possible to recognize
87 the authochtony and allochtony patterns (Kidwell et al., 1986; Kidwell and Bosence,
88 1991), as well as some in situ fossil occurrences.

89

90 MATERIALS AND METHODS

91

92 Fossil samples were collected at previously unknown outcrops, located between
93 Tibagi and Ventania municipalities (Paraná state, Brazil; Figure 1) and are stored in the
94 collection of the Laboratório de Estratigrafia e Paleontologia, Universidade Estadual de
95 Ponta Grossa (Paraná State, Brazil). The fossil information was collected accordingly to
96 the paleoautoecological protocol developed by Simões and Ghilardi (2000), which was
97 also used to elaborate the taphofacies analysis, along with the criteria established by
98 Speyer and Brett (1986) and Speyer and Brett (1988). The taphonomic methodology
99 consisted in recognizing the skeleton type (univalve element, bivalve element,
100 multielement, and flexible thecae) and taphonomic signatures (disarticulation and

101 fragmentation degree, position and orientation of the relative to the bedding plane).
102 Signatures such as abrasion, corrosion, rounding and dissolution were not diagnosed;
103 however, the absence of these signatures was fundamental to interpret the different
104 hydrodynamic energy levels in the depositional basin. To quantify the bioturbation
105 index we followed the criteria of Reineck (1963). We have also considered the
106 lithologies and sedimentary structures in which the fossils were preserved.

107

108 GEOLOGICAL SETTING

109

110 The Paraná Basin is a huge intracratonic basin on the South-American platform,
111 located in southernmost Brazil and north/northwestern Uruguay, parts of Paraguay and
112 Argentina (Fig. 2A). The basin covers a surface area about 1,700,000 km², has actually
113 a NE-SW elongated shape, and is approximately 1,750 km long and 900 km wide. The
114 sedimentary fill of the basin was influenced by tectonic-eustatic cycles linked to the
115 evolution of the Western Gondwana during Paleozoic and Mesozoic times.

116 The basin has developed over different geotectonic domains, comprising
117 Archean and Early Proterozoic cratonic terranes and Late Proterozoic mobile belts
118 related to the Pan-african and Brazilian cycles, responsible for the assemblage of
119 Western Gondwana. Hence, the geotectonic framework of the basement is characterized
120 by several cratonic blocks and intervening mobile belts, forming a complex framework
121 of lineaments and crustal discontinuities which influenced sedimentation due to
122 differential subsidence and uplift of the tectonic blocks (Holz et al., 2006).

123 The eustatic-tectonic cycles controlled sedimentation in Paraná Basin, and they
124 generated a stratigraphic record that is marked by numerous subaerial events that
125 produced erosion and non-deposition surfaces. Milani and Ramos (1998) and Milani et

126 al., (2007) considered the fill of the basin is constituted of six second order depositional
127 sequences, ranging in age from Late Ordovician to Late Cretaceous. The stratigraphic
128 interval studied herein corresponds to the second sequence of Milani et al., (2007),
129 named the “Paraná Supersequence,” ranging from the latest Silurian? to Devonian (Fig.
130 2B). It is a succession lithostratigraphically divided into three formations: Furnas, Ponta
131 Grossa and São Domingos (Fig. 3; Grahn et al., 2011).

132 Stratigraphic and paleontologic data presented herein were acquired from one
133 composite sections located in Tibagi County, Paraná State (Fig. 1). Investigated
134 outcrops belong to the Ponta Grossa and São Domingos formations (Grahn, 1992;
135 Grahn et al., 2000; Mendlowicz Mauller et al., 2009; Grahn et al., 2011), and span from
136 the earliest Pragian to early Givetian in age. Figure 3 shows these composite
137 stratigraphic profiles, herein referred to as the Tibagi-Ventania section. The outcrops
138 were stratigraphically stacked and correlated to the sequence framework of
139 Bergamaschi (1999), Bergamaschi and Pereira (2001) and updated by Grahn et al.,
140 (2011).

141

142 RESULTS

143

144 The fossils found throughout the section (see Table 1) are skeletons classified as
145 bivalve (Mollusca Bivalvia and Brachiopoda), univalve (?Mollusca Tentaculitoidea),
146 multielement (Trilobita, Echinodermata Crinoidea and Stylophora, Annelida
147 Polychaeta) and flexible thecae (Cnidaria Conulatae) types. The fauna found in the
148 studied section is composed mostly of Lingulidae, e.g. *Lingulepis wagoneri*, *Derbyina*
149 *whitiorum*, *Australocoelia palmata*, *Schuchertella* cf. *agassizzi*, *Orbiculoidea baini*,
150 *Orbiculoidea bodenbenderi*, *Edmondia* sp., *Tentaculites* sp., Conulatae, *Paulinites*

151 *paranaensis*, *Metacryphaeus australis*, *Calmonia* sp., *Placocystella africana*,
152 *Marettocrinus* aff. *M.* sp. C and Encrinasteridae (Table 1). The identification of taxa
153 throughout the section varied according to the degree of disarticulation (whether
154 complete or partial, judging the type of skeleton) and fragmentation (if high, more than
155 90%, or low, less than 90% of the original preservation of the taxon) and relative
156 position to the bedding plane (vertical, oblique or parallel). The bioturbation degrees,
157 following Reineck (1967), varied from 1 (taphofacies T1 and T2) to 4 (taphofacies T4,
158 T5A, T5B and T6) and 5 (taphofacies T3). According to this information, taphofacies
159 are characterized as described below, and are indicated in the stratigraphic section of
160 Figure 3.

161

162 Taphofacies 1

163

164 The taphofacies 1 (T1) occurs in all the 247m of the Tibagi-Ventania section.
165 Bioclasts of the type flexible tecae (Cnidaria Conulatae) are recorded. The bioclasts are
166 intensely destroyed (<20% of the original size of the body) and chaotically positioned to
167 the bedding plane. Associated indeterminate plants microfragments also occur. The
168 bioclasts occur sparsely packaged in the matrix. This taphofacies occurs in medium to
169 coarse sandstones with wavy.

170

171 Taphofacies 2

172

173 The taphofacies 2 (T2) occurs in the laterally 11m correlative outcrop, in the
174 package between 240m to 256m from the main section (Fig. 3). Bioclasts with bivalve-
175 type skeletons (Brachiopoda *Schuchertella*, *Australocoelia palmata* and infaunal

176 Lingulids) are present. The bioclasts are complete, disarticulated and distributed
177 horizontally in relation to the bedding plane, associated to the *Spongiophyton* spp. plant
178 microfragments. The bioclasts occur sparsely packaged in the matrix. This taphofacies
179 occurs in massive, fine sandstones.

180

181 Taphofacies 3

182

183 In this taphofacies (T3), bioclasts with complete and articulated bivalve type
184 skeletons occur. There may occur obliquely and/or vertically in relation to the
185 bedding plane. All fossils are representatives of infaunal lingulids (Fig. 5A).
186 Associated with them, the vertical excavation of *Lingulichnus* isp. is also present,
187 containing in some cases lingulid bioclasts on the top of the structure. Few
188 microfragments of unidentified plants are present. The bioclasts occur in loosely
189 packed fine sandstones with ripple marks (wavy) and hummocky cross-stratification
190 (HSC). The fossils occur between levels 0 and 7m at the base of the section.

191

192 Taphofacies 4

193

194 This taphofacies (T4) occurs between 245m and 246m of section. Bioclasts of
195 multielement skeletons (Trilobita *Metacryphaeus australis* and Echinodermata:
196 Crinoidea *Marettocrinus* aff. *M.* sp. C, see Scheffler, 2010). The trilobites occur in three
197 taphonomic classes: (a) whole, articulated and extended, positioned parallel to the
198 bedding plane, (b) articulation thorax-pygidium, and (c) isolated cephalon, thorax and
199 pygidium. The class "c" is dominated by isolated cephalon. The crinoid bioclasts occur
200 in disarticulated isolated column elements or small pluricolumns. Horizontal and

201 vertical bioturbations, and microfragments of plants (*Spongiophyton* spp.) are also
202 present. The bioclasts occur in weakly-packed fabric. This taphofacies occurs in coarse
203 grained sandstones to siltstones with wavy structure.

204

205 Taphofacies 5

206

207 This taphofacies (T5) occurs in seven different stratigraphic levels. The
208 taphofacies 5 occurs on medium siltstones with parallel (and rarely wavy)
209 sedimentary structures. Due to its intrinsic characteristics, such as the disarticulation
210 degree of the multielement skeletons, we have chosen to subdivide it into two
211 subcategories, the taphofacies 5A and 5B.

212 The taphofacies T5A occurs in five levels. In the first level, bioclasts are of bivalve
213 type (infaunal lingulids; Fig. 4B). Remains are complete, disarticulated, and
214 concordant to the bedding plane. Horizontal and secondarily vertical bioturbations
215 are present, as well as unidentified plant fragments. This fossil association is loosely-
216 packed in the sedimentary matrix.

217 The second level (15.70 m) is composed of bivalve (infaunal lingulids) and
218 multielement (Trilobita: Calmonidae and Echinodermata: Ophiuroidea) bioclastic
219 types. The lingulids are complete, disarticulated and oriented parallel to the bedding
220 plane. The carcasses of trilobites are extended, entire and articulated
221 (cephalum/thorax/pygidium) and oriented parallel to the bedding plane. The brittle
222 stars are disarticulated, occurring as either a single, isolated complete arm
223 (disarticulated disc) or as three arms still connected to the disc. Bioclasts occur with
224 horizontal, a few vertical bioturbations, and indeterminate fragments of plants. This
225 association is loosely packed in the sedimentary matrix.

226 In the third level (161m), the bioclasts are bivalves (*Discinidae Orbiculoidea*
227 sp.) and multielement (*Polichaeta Paulinites paranaensis*). The whole discinids are
228 positioned parallel to bedding plane, where articulated bioclasts may also occur (with
229 dorsal-ventral flattening), along with disarticulated. Polychaetes occur totally
230 disarticulated, and chaotically distributed in the sedimentary layer. Horizontal and a
231 few vertical bioturbations are also present. The association is loosely packed in the
232 matrix.

233 The fourth level (232.30 m) is characterized by bioclasts of univalve skeleton
234 type (*Tentaculitida Tentaculites* sp.). The bioclasts are entire, oriented parallel to the
235 bedding plane, and no preferred hydrodynamic orientation. Plant fragments
236 (*Spongiophyton* spp.), as well as horizontal and a few vertical bioturbations
237 (bioturbation degree 4) are also present. This association is loosely-packed in the
238 sedimentary matrix.

239 In the fifth sedimentary level (261 m), univalve skeleton types are preserved
240 (Cephalopoda ?*Ctenoceras*). Fossils are entire, loosely packed, disposed parallel to
241 the bedding plane, without preferred orientation. Horizontal bioturbations
242 (bioturbation degree 4) are present.

243 Taphofacies 5B occurs between 240 and 246.5 m of the section, encompassing the
244 sixth and seventh sediment level. The sixth level is composed of multielement
245 (Trilobita *Metacryphaeus australis* [Fig. 5A- B, D] and *Calmonia* sp., and Crinoidea
246 *Marettocrinus* aff. *M.* sp. C [Scheffler, 2010; Fig. 5C] and Stylophora Mitrata
247 *Placocystella* [Fig. 4E] – both species of echinoderms not previously described for
248 the Paraná Basin) and bivalve (infaunal lingulids, *Derbyina whitiorum*,
249 *Australocoelia palmata*) skeleton types. Trilobite remains occur in three taphonomic

250 classes: (I) entire, bent or extended, parallel to the bedding plane, (II) articulated
251 thorax and pygidium (Fig. 5D), and (III) isolated pygidia (Fig. 4C).

252 Disarticulated crinoids occur in the form of columnals or small
253 pluricolumnals, parallel to the bedding plane without preferential hydrodynamic
254 orientation. The stylophorans occur partially disarticulated (with the two spines and
255 the aulacophar missing; see the Appendix) and entire and positioned parallel to the
256 bedding plane. The lingulids occur entire, disarticulated and oriented parallel to the
257 bedding plane. Vertical and horizontal bioturbations (bioturbation degree 4) and
258 plant fragments (*Spongiophyton* spp.). This fossil association is loosely packed in the
259 array.

260 In the seventh sedimentary level (246.50 m), with loosely packed bioclasts, skeletons
261 of multielement type (Crinoidea *Marettocrinus*.aff. *M.* sp. C) are present. The
262 bioclasts are completely disarticulated, occurring as isolated and entire columnals,
263 distributed parallel to the bedding plane. Horizontal bioturbations (bioturbation
264 degree 4) are also present.

265

266 Taphofacies 6

267

268 This taphofacies (T6) occurs in two sedimentary levels in the section. In the
269 first level (20 m), bioclasts of bivalve type occur (infaunal lingulids, *Orbiculoidea*
270 sp. [Fig. 4D], *Lingulepis wagoneri* and *Edmondia* sp.). The remains are entire, with
271 moderate disarticulation in some bioclasts, which are oriented horizontally to the
272 bedding plane. Horizontal bioturbations, as well as indeterminate plant remains, are
273 present. The association is loosely packed in the matrix. In the second sedimentary
274 level (150.20 m) bivalve skeleton type (*Edmondia* sp.) are present. The bioclasts are

275 entire, articulated and a few disarticulated, oriented parallel to the bedding plane. The
276 bioturbations are horizontal. The taphofacies 6 occurs in silty mudstones, with
277 lamination, and thin sand lenses may occur.

278

279 DISCUSSION AND INTERPRETATION

280

281 Taphofacies 1

282

283 The taphofacies 1 (T1) indicates proximal environments (Fig. 6). In this
284 sedimentary level, bioclasts are composed exclusively of flattened and torn
285 conularian thecae. After death, these cnidarians are subject to taphonomic loss in
286 sediment-water interface, for they are easily destroyed given their soft body (Van
287 Iten, 1991). Simões et al., (2000) and Rodrigues et al., (2003) first reported this
288 occurrence for the Brazilian Devonian. It has been reported that conularians
289 (Conulatae) lived in deep waters, at or below the storm wave base level (SWB; Van
290 Iten, 1991; Simões et al., 2000; Rodrigues et al., 2003; Van Iten et al., 2013).
291 However, Bosetti (2004) and Bosetti et al., (2009; Fig. 2F) recorded the occurrence
292 of these organisms preserved in vertical position (*in situ*) in thick siltstones,
293 representatives of shallower waters. Two inclined specimens represent these
294 conularians, with the base converging to a common center (taphonomic class II of
295 Rodrigues et al., 2003). According to these authors, the facies indicate that bioclasts
296 were preserved above the storm wave base level (SWB). These two interpretations
297 are opposite, regarding the bathymetric ranges where these cnidarians inhabit. Thus,
298 we suggest here that the bathymetric range of conularians may reach shallower levels
299 than SWB. Our taphonomic data corroborate the two hypotheses, since we are

300 dealing here with torn bioclasts preserved in sandstones. In other words, bioclasts
301 suffered intense reworking and transport to more proximal basin areas, at the same
302 time of moderate sedimentation rate when bioclasts were transported to the shoreface
303 before the final burial. These factors contributed to the increase of torn bioclasts.
304 According to the authors, and here confirming the hypothesis, this occurrence is
305 considered as an allochthonous assemblage (Kidwell et al., 1986; Bosence and
306 Kidwell, 1991).

307

308 Taphofacies 2

309

310 The taphofacies 2 (T2) indicate facies of proximal regions, or medium
311 shoreface, above the fair weather wave base (FWWB; Fig. 6). The T2 indicates no *in*
312 *situ* preservation, despite the bioclasts being indigenous, located on their life habitat
313 substrate. The sedimentation rate and the degree of turbulence may be moderate, with
314 no fragmentation and high disarticulation. The absence of features such as
315 fragmentation, abrasion, corrosion and bioerosion indicate slow permanence in the
316 sediment-water interface. Considering the low bioturbation rate (Fig. 6), the normal
317 waves (FWWB) might have been responsible for disarticulating the skeleton
318 remains. The presence of fragments of plants is consistent with the influence of
319 freshwater (in periods of moderate sedimentation rate) in the final deposition site.

320

321 Taphofacies 3

322

323 The base of the stratigraphic section is characterized by proximal shoreface
324 facies, above or at least near to the FWWB. These layers preserve the taphofacies T3

325 (Fig. 6), with *in situ* infaunal lingulids. Vertical or oblique occurrences, associated
326 with wavy beds or hummocky cross stratification (HCS) sedimentary structures
327 suggest rapid skeleton burial. The ichnological association is dominated by vertical
328 excavations which in some cases may be *Lingulichnusi* sp. The facies indicate well-
329 oxygenated water, rich in suspended organic matter, which is also indicated by the
330 fauna life habits (suspensor-feeding infauna), and shallow burrowers. Some
331 ichnofossils are preserved with the lingulid remain at the top, suggesting an escaping
332 attempt after the final burial (temporary burial). This also represents that the final
333 burial occurred during times of high sedimentation rate (Speyer and Brett, 1988;
334 Olszewski, 2004), usually during storm events (Brett and Seilacher, 1992). In this
335 sense, it is reasonable to hypothesize that the infaunal lingulids were surprised by the
336 large mass of sediment deposited in a short time and were buried *in situ*.

337 It is possible that benthic invertebrates, while attempting to escape from
338 burial in face of the rising sedimentation rate, promote the upwards vertical
339 migration of the Taphonomically Active Zone (TAZ; Olszewski, 1999; Bromley and
340 Ekdale, 1986). During this or even due to the ecological dynamic below the
341 sediment-water interface (the few millimetres of oxygenated sediment), dissolution
342 of dead shells, with the aid of bioturbating agents take place. This process can also
343 explain the occurrence of *Lingulichnus* isp. The paleoenvironment can be interpreted
344 as a proximal tempestite.

345 Moreover, these proximal events may show two distinct situations: the first
346 occurs with continuous sedimentation generating scaling in the sedimentary deposits,
347 followed by the vertical migration of the TAZ. The second takes place with the
348 substrate erosion and exhumation and transport of the fauna present there.
349 Taphonomic situations similar to taphofacies 3 were registered by Zabini et al.

350 (2012), where these types of taphonomic attribute (vertically positioned lingulids)
351 occurs in sandstones of the 90m of the columnar section of Tibagi-Telêmaco Borba
352 municipalities (Bergamaschi, 1999; Bergamaschi and Pereira, 2001). Up to now, this
353 is the only example of taphofacies the Paraná Basin where bioclasts associated with
354 biogenic structure occur.

355

356 Taphofacies 4

357

358 The taphofacies 4 (T4) also indicates proximal environments in the basin
359 (Fig. 6). The difference to taphofacies 3 is that taphofacies 4 lacks bioclasts with
360 apparent life position, and the fossils are preserved in finer sediments. Moreover, the
361 fact of being part of different ecological guilds (Aberhan, 1994), and being
362 taphonomically different, are important factors for distinguishing them. The
363 exception in taphonomic mode is the occurrence of taphonomic class "a", with
364 extended carcasses of trilobites, positioned parallel to the bedding plane. The
365 taphonomy of multielement fossil skeletons indicates that the environment did not
366 suffer daily action of normal waves, but rather very sporadic, and therefore would be
367 rapidly positioned on the edge, below the normal wave base. The partial
368 disarticulation in trilobites (higher percentage of moults than complete carcasses),
369 and nearly complete disarticulation in crinoids (higher percentage of columnals than
370 pluricolumnals), indicates that the bioclasts were disarticulated after death by
371 hydraulic movements and/or scavenging organisms, as evidenced by the sedimentary
372 structures (wavy) and horizontal bioturbations, respectively. The environmental
373 energy was lower than above the FWWB, but the sediments accumulated during
374 times with moderate sedimentation rate. We regard the crinoids and trilobites as

375 indigenous to parautochthonous, even when advanced disarticulation occurs. Fair-
376 weather waves were the main driving factor for the taphonomic signatures and the
377 (low) vertical and (high) spatial transport. Scavenger organisms acted in moments of
378 apparent environmental stabilization, i.e. when the waves were weaker (in intervals
379 between storms) and sedimentation rates were low or absent. The final burial of the
380 bioclasts (in the association as a whole) took place when sedimentation rates
381 increased. This is a taphofacies can be considered with moderate temporal and spatial
382 mixing (Kidwell et al., 1986).

383

384 Taphofacies 5

385

386 The taphofacies 5 (T5) characterizes distal regions of the basin (Fig. 6). The
387 facies indicates that it is positioned in the transitional offshore transitional, between
388 the FWWB and SWB, in oxygenated environments, tending to more disaerobious
389 basin wards. This taphofacies is dominated by horizontal bioturbations, with a
390 smaller proportion of vertical ones. These features, coupled to the bioclasts
391 taphonomy also evidence moderate sedimentation rate and turbulence. Despite the
392 levels of fragmentation were not determined, disarticulation is considered as low
393 (T5A) to moderate (T5B, only in multielement skeletons, e.g. *Paulinites*
394 *paranaenses*, *Metacryphaeus australis*, *Calmonia* sp.).

395 The disarticulation was due to sporadic flow movements of bottom currents,
396 together with the necrolysis processes or benthic scavengers (Speyer and Brett,
397 1986). Overall, the degree of autochthony and allochthony vary according to the
398 lifestyle of each taxonomic group occurring in this taphofacies. The
399 parautochthonous to allochthonous bioclasts (infaunal lingulids, *Lingulepis wagoneri*,

400 *Australocoelia palmata*, *Derbyina whitiorum*, *Schuchertella* sp.) that occurs
401 associated to indigenous ones (*Orbiculoidea bodenbenderi*, *Paulinites paranaensis*,
402 *Metacryphaeus australis*, *Calmonia* sp., *Placocystella africana*, *Marettocrinus* aff.
403 *M. sp. C* and Ecrinasteridae) are interpreted as animals that were quickly transported
404 from their natural habitat by return currents in times of storms until the final burial.

405 Of particular interest is the first description of *Marettocrinus* aff. *M. sp. C*. for
406 this basin, in the 240 m of this section (possibly post- Kačák Event); some fossils are
407 poorly preserved, occurring as isolated columnals and pluricolumnals, associated to
408 other best-preserved fossils (whole and partially disarticulated trilobites) and the
409 stylophoran *Placocystella africana* (partially disarticulated). Both are well
410 preserved, the latter also being an unprecedented occurrence in the basin. At these
411 beds, considering the differential preservation features, it is possible to detect the
412 influence of time averaging between the bioclasts (c.f. Kidwell et al., 1986 and
413 Kidwell and Bosence 1991).

414 It is possible that individuals of *Marettocrinus* aff. *M. sp. C* were already
415 dead and briefly buried in their place of origin (above FWWB), and were
416 subsequently exhumed and transported (together with other, of shallower habitats,
417 invertebrates [possibly still alive; e.g. infaunal lingulids] and fragments of
418 *Spongiophyton*) to the transitional offshore.

419 This may be a viable interpretation, since actualistic studies have shown that
420 the total disarticulation of some echinoderms may take place within a few weeks
421 under aerobic water conditions (Schaefer, 1962; Smith, 1984; Baumiller and
422 Kidwell, 1990; Allison, 1990, Donovan, 1991). This fossils hardly would be strongly
423 disarticulated during transport until final burial (Gorzalak and Salamon, 2013),
424 unless signatures such as fragmentation, abrasion or corrosion are also present in

425 these bioclasts (which is the case here). These signatures, accordingly to Gorzelak
426 and Salamon (2013), are extremely important to define the degrees of autochthony
427 and allochtony.

428 Comparisons with this actualistic models too were also conducted by
429 Twitchett et al., (2005) using Early Triassic ophiuroids, and were found to be quite
430 reliable. Therefore, the taphofacies interpretation suggested here can also be applied
431 to most animals with multielement skeletons.

432 It is seemly to state that, up for the moment, it is not possible to reliably
433 allege the authochtony/allochtony of *Tentaculites* sp. According to Wittmer and
434 Miller (2011) and Schindler (2012), the living habit of the Tentaculitoidea is still
435 uncertain. But, there is a tendency to believe that they would be planktonic in larval
436 stage (see Jarzinka and Filipiak, 2009) and vagile benthic in the adulthood (J.
437 Wittmer, personal communication, 2013). This paleoecological problem, in a way, is
438 also pertinent to the univalve cephalopod ?*Ctenoceras*. However, it is noteworthy
439 that, only with a rigorous taphonomic collection and statistical analysis comparing
440 different facies where these organisms occur is will be possible to constrain their life
441 habit. In summary, the taphonomic data for taphofacies 5 suggest that there was a
442 mixture of bioclasts from faunas of shallow and deeper waters (including also
443 different ecological guilds; Aberhan, 1994). Part of the fauna was controlled by
444 events of normal waves and partly by storm waves, generating time averaging, and
445 are interspersed with periods of stabilization energy in the environment, and
446 positioned between the FWWB and SWB. In the post- Kačák beds, this taphonomic
447 situation resembles in part with IID taphofacies siliciclastic environments Brett et al.,
448 (1997) for echinoderms.

449

450 Taphofacies 6

451

452 The taphofacies 6 indicates the most distal environments of the basin (Fig. 6).
453 The facies showed that, despite being located offshore, there might still be sporadic
454 action of return currents caused by storm waves, given the presence of (thin) lenses
455 of sand and some invertebrates typical of shallow water (infaunal lingulids that lived
456 in shoreface). This environment was much less oxygenated, dysaerobic to anoxic,
457 with the occurrence of pyrite. The bioturbation is characterized exclusively by
458 horizontal traces, which indicate a low energy environment. The taphonomic and
459 paleoecologic features demonstrate an association of indigenous taxonomic groups
460 (e.g., *Edmondia* sp.) with transported species (infaunal lingulids, *Orbiculoidea* sp.,
461 *Lingulepis wagoneri*). The *Edmondia* remains are usually articulated and associated
462 to a few disarticulated valves; therefore, it is very difficult to assign an *in situ*
463 situation for them. Besides being *Edmondia* individuals shallow-burrower organisms
464 (Runnegar and Newell, 1971), mollusks in general are among the most resistant
465 organisms to taphonomic loss (Kowalewski, 1997). Kotzian and Simões (1997)
466 suggested suggest that this group lived in deep environments, out of direct wave
467 action, what allow them to be considered indigenous, even when occurring as
468 disarticulated valves. These features allow suggesting that they lived below or near
469 the limit of SWB.

470 According Mergl (2001) and Comniskey (2011), the habit of life
471 *Orbiculoidea* sp. indicates that they lived in shallow waters, and probably isolated
472 bioclasts buried in transitional offshore to offshore sediments are allochthonous. This
473 is possible if considering that when the fossils are found clustered, preserved in
474 coarse sediments, they can be interpreted as grouped for protection against predation,

475 or to facilitate reproduction. The occurrence of different ecological guilds (Aberhan,
476 1994) in this taphofacies and different degrees of durability of bioclasts
477 (Kowalewski, 1997) could suggest a temporally condensed section (Simões and
478 Kowalewski, 1998). However, the absence of high fragmentation degree, abrasion,
479 corrosion and bioerosion suggests low turbulence and very short residence time in
480 the TAZ. Therefore, this taphofacies indicates return currents, related to storm
481 events, transporting the animals from shallow waters to the offshore, preserving
482 concentrations generated by obruption deposits of molluscan fauna (*Edmondia*).

483

484 TAPHOFACIES CONTRIBUTION FOR PALEOECOLOGICAL AND 485 PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION

486

487 As here demonstrated, the taphonomic signatures coupled with information such
488 as the range of bathymetric habitats and ecological habits of taxonomic groups
489 occurring in the taphofacies can generate secure interpretations, along with the
490 application for paleoenvironmental and paleoecological reconstructions. The presence
491 of fossil associations of animals from different ecological guilds seems to be a purely
492 taphonomic factor (e.g. spatial and vertical transport, time averaging). The fauna of
493 marine invertebrates is always subject to loss of original information due to taphonomic
494 destructive environmental factors that result in the loss of information, shuffled in the
495 fossil record (Behrensmeyer et al., 2000).

496 As noted by Peck et al., (1999) and Bosetti et al., (2012), benthic communities
497 that inhabit cold temperate regions are subject to more inhospitable weather. The result
498 of these changing conditions is creating storms (Brett and Seilacher, 1992) of greater or
499 lesser magnitude. Thus, the benthic fauna suffers from advection caused by transport

500 (vertical or lateral spreading) in unconsolidated substrates. Therefore, this may be one
501 explanation for the genesis of taphofacies containing bioclasts taphonomically
502 indigenous/parautochthonous, of distinct ecological guilds.

503 The use and application of taphofacies also generate more faithful interpretations
504 of *in situ* fossil findings, like infaunal lingulids, bivalve mollusks and whole trilobite
505 carapaces. Figure 7 shows the paleoenvironmental reconstruction of the studied section,
506 displaying the taxa occurring in the taphofacies here presented, informing the degree of
507 transport (autochthony x allochthony) degree preserved. From this reconstruction it is
508 possible to see more clearly how the organisms were actually distributed and how they
509 are preserved in the fossil record. Each group has its vertical distribution in the basin
510 according to its bathymetric distribution range, as well as paleoenvironmental and
511 paleoecological needs, such as water energy and oxygenation.

512

513 CONCLUSIONS

514

515 The study taphofacies high latitude siliciclastic environments presented here
516 proved quite accurate for paleoecological and paleoenvironmental interpretations. The
517 six taphofacies recognized here provided sufficient data to show paleoenvironments
518 ranging from offshore to shoreface. The main controlling factors for taphonomic
519 signatures generation were normal and storm waves. In the proximal parts of the basin,
520 the final burial took place at times of increased rates of sedimentation, and owing to the
521 phenomenon of higher magnitude of proximal tempestites too. The TAZ (tafonomically
522 active zone), as well as its post-burial-caused vertical migration, was an important
523 taphonomic agent for the destruction of the original biocoenosis information in these
524 regions of the basin. Studying and understanding this phenomenon is important for it

525 shows that the taphonomic bias may be caused by purely ecological strategies in
526 response to environment/sedimentary shifts, and not only by (early) diagenetic factors.
527 Studies on the TAZ of Paleozoic sediments are remarkably rare; when these
528 sedimentary layers are fossil-depleted they tend to be richly bioturbated, and this feature
529 deserves further detailed studies with an integrative, taphonomic-ecological-and
530 environmentally directed, evaluation.

531 In distal regions of the basin the final burial took place when backflow currents
532 caused by storms of greater magnitude occurred, with the inclusion of obruption
533 deposits by decantation of fine offshore sediments. Those currents brought bioclasts
534 from shallow waters, leading to the occurrence of the phenomenon of temporal mixing
535 due to advection and different residence times. The recognition of the habitat range,
536 ecological habits and taphonomic signatures occurring across the taxonomic groups
537 proved to be important for generating data for paleoenvironmental and paleoecological
538 reconstructions through criteria of taphofacies information analysis.

539

540 ACKNOWLEDGMENTS

541

542 R.S. Horodyski acknowledge to National Counsel of Technological and Scientific
543 Development (CNPq) for personal research grants (141256/2010-9), Willian Mikio
544 Kurita Matsumura (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), Daniel Sedorko
545 (Universidade Estadual de Ponta Grossa) and Palaios Group/UEPG/CNPq for support
546 of the field work, and Jacalyn M. Wittmer (University of Cincinnati) for information on
547 tentaculitoids. S.M. Scheffler thanks CNPq (401831/2010 and 553033/2011-5) and
548 MEC (PET Ciências Biológicas de Campus Diadema, UNIFESP, edital 04/2007). In
549 addition, R. Iannuzzi thanks to CNPq for personal grants (PQ 309211/2013-1). This

550 contribution is part of the CNPq project “Devonian of the Paraná Basin revised”
551 (401796/2010-8).

552

553 REFERENCES

554

555 ABERHAN, M., 1994, Guild-structure and Evolution of Mesozoic Benthic Shelf
556 Communities: *Palaios*, v. 9, p. 516-545.

557

558 ALLISON, P.A., 1990, Variation in rates of decay and desarticulation of
559 Echinodermata: implications for the application of actualistic data: *Palaios*, v.5, p.
560 432-440.

561

562 BEHRENSMEYER, A.K., KIDWELL, S.M., and GASTALDO, R.A., 2000,
563 Taphonomy and Paleobiology: *Paleobiology*, v. 26(4), p. 103-144.

564

565 BERGAMASCHI, S., 1999, Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações
566 Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil:
567 Unpublished M.S. thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 167 p.

568

569 BERGAMASCHI, S., and PEREIRA, E., 2001, Caracterização de seqüências
570 deposicionais de 3º ordem para o Siluro-Devoniano na sub-bacia de Apucarana,
571 Bacia do Paraná, Brasil: *Ciência-Técnica-Petróleo*, v. 20, p. 63-72.

572

573 BOSETTI, E.P., 2004, Tafonomia de alta resolução das fácies de *offshore* da sucessão
574 devoniana da região de Ponta Grossa – Paraná, Brasil: Unpublished M.S. thesis ,
575 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 137p.
576

577 BOSETTI, E.P., GRAHN, Y., HORODYSKI, R.S., MAULLER, P.M., BREUER, P.,
578 and ZABINI, C., 2011, An Earliest Givetian “Lilliput Effect” in the Paraná Basin,
579 and the collapse of the Malvinokaffric shelly fauna: *Paläontologische Zeitschrift*.
580 DOI: 10.1007/s12542-010-0075-8, 2011.
581

582 BOSETTI, E.P., GRAHN, Y., HORODYSKI, R.S., and MAULLER, P.M., 2012, The
583 first recorded decline of the Malvinokaffric Devonian fauna in the Paraná Basin
584 (southern Brazil) and its cause; taphonomic and fossil evidences: *Journal of South*
585 *American Earth Sciences*, v 37, p. 228-241.
586

587 BOUCOT, A. J., and GILL, E. D., 1956, *Australocoelia*, a new Lower Devonian
588 Brachiopod from South Africa, South America and Australia: *Journal of*
589 *Paleontology* . v. 30, 1173-8, est. 126.
590

591 BRETT, C., 1995, Sequence stratigraphy, Biostratigraphy and taphonomy in shallow
592 marine environments: *Palaios*, v.10, p.597-616.
593

594 BRETT, C.E., and BAIRD, G.C., 1986, Comparative taphonomy: a key for
595 paleoenvironmental reconstruction: *Palaios*, v. 1, p. 207-227.
596

597 BRETT, C.E., and SEILACHER, A., 1991, Fossil *Lagerstätten* a taphonomic
598 consequence of event sedimentation, in Einsele, G., Ricken, W., and Seilacher, A.,
599 eds., *Cycles and Events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, p. 283-297.
600

601 BRETT, C. E., MOFFAT, H. A., and TAYLOR, W. L., 1997, Echinoderm taphonomy,
602 taphofacies, and lagerstätten: *Paleontological Society Papers*, v.3, p.147-190.
603

604 BRETT, C.E., SCHINDLER, E., and KÖNIGSHOF, P., 2011, Sea-level cyclicality,
605 climate change, and bioevents in Middle Devonian marine and terrestrial
606 environments: An overview: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v.
607 301, p. 1-2.
608

609 BROMLEY, R.G., and EKDALE, A.A., 1986, Composite ichnofacies and tiering of
610 burrows: *Geological Magazine*, v. 123, p. 59-65.
611

612 CHLUPÁČ, I., 1995, Evaluation of some Devonian standard boundaries: *Nova Acta*
613 *Leopoldina*, v. 71, p. 41-52.
614

615 COMNISKEY, J.C., 2011, *Paleontologia dos Discinidae (Brachiopoda: Linguliformea)*
616 *da sucessão devoniana da Bacia do Paraná, Brasil: Revisão sistemática, distribuição*
617 *geográfica e estratigráfica*. Unpublished M.Sc. thesis, Universidade Estadual de
618 Ponta Grossa, Ponta Grossa, p. 176.
619

620 DESANTIS, M.K., and BRETT, C.E., 2010, Late Eifelian (Middle Devonian) biocrises:
621 Timing and signature of the pré- Kačák Bakovem and Stony Hollow events in

622 eastern North America: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 304:
623 113-135, 2010.

624

625 DONOVAN, S.K., 1991, The taphonomy of echinoderms: calcareous multielement
626 skeletons in the marine environment: in Donovan, S.K., eds., The process of
627 fossilization: Belhaven Press, London, p. 241-269.

628

629 ELLWOOD, B.B., ALGEO, T.J. EL HASSANI, A., TOMKIN J.H., and ROWE, H.D.,
630 2011, Defining the timing and duration of the Kačák Interval within the
631 Eifelian/Givetian boundary GSSP, Mech Irdane, Marocco, using geochemical and
632 magnetic susceptibility patterns: Palaeogeography, Palaeoclimatology,
633 Palaeoecology, v. 304, p. 74-84.

634

635 EMIG, C.C. 1997. Ecology of the inarticulated brachiopods, *in*: R. L. Kaesler, eds.,
636 Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H. Brachiopoda revised, Geological
637 Society of America and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence,
638 Kansas, 497-502.

639

640 ERIKSSON, M.E., GRAHN, Y., BOSETTI, E.P., VEGA, C.S., 2011, Malvinokaffric
641 Realm polychaetes from the Devonian Ponta Grossa Formation, Paraná Basin
642 (southern Brazil), with a discussion and re-evaluation of the species described by
643 Lange: *in* Bosetti, E.P., Grahn, Y., Melo, J.H., eds., Editora Petrobrás, 117-150.

644

645 ERTHAL, F., 2012, Assinaturas tafonômicas em bivalves marinhos recentes na costa do
646 Brasil e seu significado paleoambiental. . Unpublished M.Sc. thesis, Universidade
647 Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil, 212 p.
648

649 FILIPIAK, P., and JARZYNKA, A., 2009, Organic remains of tentaculitids: new
650 evidence form Upper Devonian of Poland: *Palaios*, v. 54, p. 111-116.
651

652 FORTEY R.A., and OWENS. R.M., 1999, Feeding habits in Trilobites: *Palaeontology*,
653 v. 42, p. 429-465.
654

655 GHILARDI R.P. 2004., Tafonomia comparada e paleoecologia dos macroinvertebrados
656 (ênfase em trilobites), da Formação Ponta Grossa (Devoniano, Sub-bacia
657 Apucarana), Estado do Paraná, Brasil. Unpublished M.Sc. thesis, Universidade de
658 São Paulo, São Paulo, p. 125.
659

660 GORZELAK, P., and SALAMON, M.A., 2013, Experimental tumbling of echinoderms
661 – taphonomic patterns and implications: *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
662 *Palaeoecology*, p. 386, p. 569-574.
663

664 GRAHN, Y., 1992, Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil: *Palynology*, v.
665 16, p. 35-61.
666

667 GRAHN, Y., PEREIRA, E., and BERGAMASCHI, S., 2001, Silurian and Lower
668 Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay:
669 *Palynology*, v. 24, p. 147-176.

670

671 GRAHN, Y., MENDLOWICZ MAULLER, P., BERGAMASCHI, S., and BOSETTI,
672 E.P., 2011, Palynology and sequence stratigraphy of three Devonian rock units in
673 the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, south Brazil): additional data and
674 correlation: Review of Palaeobotany and
675 Palynology,doi:10.1016/j.revpalbo.2011.10.006.

676

677 HOLZ, M., KUCHLE, J., PHILIP, R.P., BISSHOFF, A.P., and ARIMA, N., 2006,
678 Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during
679 the early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil; Journal of South
680 American Earth Sciences, V. 22, P. 185-204.

681

682 HORODYSKI, R.S. HOLZ, M., BOSETTI, E.P., 2011, Remarks on the sequence
683 stratigraphy and taphonomy of the relictual Malvinokaffric fauna during the Kačák
684 event in the Paraná Basin, Brazil: Anais do congresso, XXII Congresso Brasileiro de
685 Paleontologia, Anais do Congresso, Natal – RN, Brazil.

686

687 HORODYSKI, R.S. HOLZ, M., GRAHN, Y., and BOSETTI, E.P., 2013, Remarks on
688 the sequence stratigraphy and taphonomy of the relictual Malvinokaffric fauna
689 during the Kačák event in the Paraná Basin, Brazil: International Journal of Earth
690 Sciences, DOI: 10.1007/s00531-013-0954-9.

691

692 HOUSE, M.R., 1989, Analysis of mid-Palaeozoic extinctions: Bulletin de la Societé
693 Belge de Geologie, v.98, p.99-107.

694

695 HOUSE, M.R., 1996, The Middle Devonian KAČÁK event: Proceedings of the Ussher
696 Society, v.9, p. 079-084.
697

698 HOUSE, M.R., 2002, Strength, timing and cause of mid-Palaeozoic extinctions:
699 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 181, p. 5–25.
700

701 KIDWELL, S.M., 1986, Models for fossil concentrations: Paleobiologic implications:
702 Paleobiology, v. 12, p. 6-24.
703

704 KIDWELL, S.M.,and BAUMILLER, T., 1990,Experimental disintegration of regular
705 echinoids: roles of temperature, oxygen, and decay thersholds: Paleobiology, v. 16,
706 p. 247-271.
707

708 KIDWELL, S.M., and BOSENCE, D.W., 1991, Taphonomy and Time-Averaging of
709 Marine Shelly Faunas: in ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G., eds, Taphonomy:
710 Releasing the data locked in the fossil record, Plenum Press, New York and London,
711 116-188.
712

713 KOWALEWSKI, M., 1997, The reciprocal taphonomic model: Lethaia, v. 30, p. 86-88.
714

715 KOTZAN, C.B., SIMOES, M.G., 1997, *Edmondia* (?) *brasiliensis* (Clarke, 1913) nov.
716 comb. (Bivalvia: Edmondiidae): a new classification and its evolutionary and
717 paleoenvironmental significance: Boletim de resumos, XV Congresso Brasileiro de
718 Paleontologia, São Pedro, São Paulo, 64.
719

720 LE MENN, J., 1985, Les Crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif
721 armoricain: Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, v. 30,
722 p. 1–268.

723

724 MELO, J.H.G., 1988, The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil: *in*
725 Mcmillan N.J., Embry A.F., and Glass D.J. eds, Devonian of the World, Proceedings
726 of the second International Symposium on the Devonian System, Calgary,
727 Canada. Volume 1, Regional Syntheses, p. 669-976.

728

729 MENDLOWICS MAULLER, P., GRAHN, Y., and MACHADO, T.R.C., 2009,
730 Palynostratigraphy from the Lower Devonian of the Paraná Basin, south Brazil, and
731 a revision of contemporary chitinozoan biozones from western Gondwana:
732 Stratigraphy, v. 6, p. 313-332.

733

734 MERGL, M., 2001, Lingulate brachiopods of the Silurian and Devonian of the
735 Barrandian: Acta Musei nationalis Pragae, v.57, p. 1-49.

736

737 MERGL, M., and MASSA, D., 2005, A new giant discinoid brachiopod from the Lower
738 Devonian of Algeria: Acta Palaeontologica Polonica, v.50, p. 397- 402.

739

740 MERGL, M., 2010, Discinid brachiopod life assemblages: Fossil and extant: Bulletin
741 of Geosciences, v. 85, p. 27- 38.

742

743 MILANI, E.J. and RAMOS, V.A., 1998, Orogenias paleozóicas no domínio sul-
744 ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná: Revista
745 Brasileira de Geociências, v. 28, p. 527-544.

746

747 MILANI, E.J., MELO, J.H.G., SOUZA, P.A. FERNANDES, L.A., and FRANÇA, A.B.
748 2007, Bacia do Paraná: Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, p. 265-287.

749

750 MILLER, K.B., BRETT, C.E., and PARSONS, K.M., 1988, The paleoecologic
751 significance of storm-generated disturbance within a middle Devonian muddy epeiric
752 sea: *Palaios*, v. 3, p. 35-52.

753

754 OLSZEWSKI, T.D., 1999, Taking advantage of time-averaging: *Paleobiology*, v. 25, p.
755 226–238.

756

757 OLSZEWSKI, T.D., 2004, Modeling the influence of taphonomic destruction,
758 reworking, and burial on time-averaging in fossil accumulations: *Palaios*, v. 19, p.
759 39-50.

760

761 PECK, L., BROCKINGTON, S., VANHOVE, S., and BEGHYN, M., 1999,
762 Community recovery following catastrophic iceberg impacts in a soft-sediment
763 shallow-water site at Signy Island, Antarctica: *Marine Ecology Progress Series*, v.
764 186, p. 1-8.

765

766 REINECK, H.E., 1963, Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee:
767 Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, v. 505, p. 1–
768 138.
769
770 RODRIGUES, R.C., SIMÕES, M.G., and LEME, J.M., 2003, Tafonomia comparada
771 dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná,
772 Estado do Paraná: Revista Brasileira de Geociências, v.3, p. 381-390.
773
774 RUNNEGAR, B., and NEWELL, N.D., 1971, *Edmondia* and *Edmondiacea* Shallow-
775 Burrowing Paleozoic pelecypods: American Museum Novitates, v. 2533, p. 1-20.
776
777 RUTA, M., and THERON, J.N., 1997, Two Devonian Mitrates from south Africa:
778 Palaeontology, v. 40, p. 201-243.
779
780 SCHAEFER, W., 1962, Aktuopalaeontologie nach Studien in der Nordsee. Frankfurt,
781 Waldemar Kramer, p. 666.
782
783 SCHEFFLER, S.M., 2010, Crinóides e Blastóides do Devoniano Brasileiro.
784 Unpublished M.Sc. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro,
785 288 p.
786
787 SHACKLETON, J. D., 2005, Skeletal homologies, phylogeny and classification of the
788 earliest asterozoan echinoderms: Journal of Systematic Palaeontology, v.3, p.29-114.
789

790 SCHINDLER, E., 2012, Tentaculitoids – An enigmatic group of Paleozoic fossils: in
791 Talent, J.A., eds., Earth and Life, Springer, 479-490.
792

793 SMITH, A.B., 1984, Echinoid paleobiology, London: Allen and Unwin.
794

795 SIMÕES, M. G. and KOWALEWSKI, M., 1998, Shell beds as paleoecological puzzles:
796 a case study from the Upper Permian on the Paraná Basin, Brazil: *Facies*, v. 38, p.
797 175-196.
798

799 SIMÕES, M.G. and GHILARDI, R.P., 2000, Protocolo tafonômico/paleoautoecológico
800 como ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de
801 aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Brasil:
802 *Pesquisas em Geociências*, v.27, p. 3-13.
803

804 SIMÕES, M.G., MELLO, L.H.C., RODRIGUES, S.C., LEME, J.K., and MARQUES,
805 A.C., 2000, Conulariid taphonomy as a tool in paleoenvirontal analysis: *Revista*
806 *Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 757-762.
807

808 SPEYER, S.E., and BRETT, C.E., 1986, Trilobite taphonomy and middle devonian
809 taphofacies: *Palaios*, v.1, p. 312-327.
810

811 SPEYER, S.E., and BRETT, C.E., 1988, Taphofacies models for epeiric sea
812 environments: Middle Paleozoic examples: *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
813 *Palaeoecology*, v. 63, p. 222-262.
814

815 TROTH, I., MARSHALL, J.E.A., RACEY, A., and BECKER, R.T., 2011, Devonian
816 sea-level change in Bolivia: A high palaeolatitude biostratigraphical calibration of
817 the global sea-level curve: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, p.
818 304, p. 3-20.

819

820 TWITCHETT, R.J., FEINBERG, J.M., O' CONNOR, D.D., ALVAREZ, W., and
821 MCCOLLUM, L.B., 2005, Early Triassic Ophiuroids: Their Paleoeecology,
822 Taphonomy and Distribution: *Palaios*, v. 20, p. 213-223.

823

824 URBANECK, A., 1993, Biotic crisis in the history of the Upper Silurian graptolites: A
825 palaeobiologic model: *Historical Biology*, v. 7, p. 29–50.

826

827 WALLISER, O.H., BULTNYCK, P., WEDDIGE, K., BECKER, R.T., and HOUSE,
828 M.R., 1995, Definition of the Eifelian–Givetian Stage boundary: *Episodes*, v. 18, p.
829 107–115.

830

831 WILLIAMS, A., CARLSON, S.J., BRUNTON, S.C.C., HOLMER, L.E., POPOV, L.E.,
832 MERGL, M., LAURIE, J.R., BASSETT, M.G., COCKS, L.R. M., RONG, J.Y.,
833 LAZAREV, S.S., GRANT, R.E., RACHEBOEUF, P.R., JIN, Y.-G., WARDLAW,
834 B. R., HARPER, D.A.T., AND WRIGHT A.D., 2000, *Linguliformea, Craniiformea,*
835 *Rhynchonelliformea: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H Brachiopoda*
836 (revised), v. 2-3, p. 1-919.

837

838 Williams, A., Brunton, C. H. C., Carlson, S. J., Alvarez, F., Blodgett, R. B., Boucot, A.
839 J., Copper, P., Dagys, A. S., Grant, R. E., Jin, Y.-G., MacKinnon, D. I., Mancenido,

840 M. O., Owen, E. F., Rong, J.-Y., Savage, N. M., and Sun, D.-L.,
841 2002, Rhynchonelliformea: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H
842 Brachiopoda (revised), v. 4, p. 921-1688
843
844 Williams, A., Brunton, C.H.C., Carlson Baker, S.J. P.G., Carter, J.L., Curry, G.B.,
845 Dagsys, A.S., Gourvenec, R., Hou, H.F., Jin, Y.G., Johnson, J.G., Lee, D.E.,
846 MacKinnon, D.I., Racheboeuf, P.R., Smirnova, T.N., and Sun, D.L.,
847 2006, Rhynchonelliformea: Treatise on Invertebrate Paleontology, Brachiopoda, Part
848 H, v. 5, p. 1689-2320.
849
850 WITTMER, J.M., MILLER, A.I., 2011, Dissecting the global diversity trajectory of an
851 enigmatic group: The paleogeographic history of tentaculitoids: Palaeogeography,
852 Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 312, p. 54-65.
853
854 VAN ITEN, H., 1991, Anatomy, patterns of occurrence, and nature of the conulariid
855 schott: Palaeontology, v. 34, p. 939-954.
856
857 VAN ITEN, H., TOLLERTON JR, V.P., VER STRAETEN, C.A., LEME, J.M.,
858 SIMÕES, M.G., RODRIGUES, S.C., 2013, Life mode of *in situ* *Conularia* in a
859 Middle Devonian epibole: Palaeontology, v. 57, p. 29-48.
860
861 WALKER, R. G. & A. G. PLINT, 1992, Wave and storm dominated shallow marine
862 systems: *in* Walker R.G., and James N.P., eds, Facies Models - Response to sea level
863 change, Geological Association of Canada, Canadá, p. 219-238
864

865 ZABINI, C., BOSETTI, E. P., and HOLZ, M., 2010, Taphonomy and taphofacies
866 analysis of lingulid brachiopods from Devonian sequences of the Paraná Basin,
867 Brazil: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 292, p. 44-56.

868

869 ZABINI, C., HOLZ, M., BOSETTI, E.P., MATSUMURA, W.M.K., and
870 HORODYSKI, R.S., 2012, Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of
871 marine invertebrates: A Devonian (Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin,
872 Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 33, p. 8-20.

873

874 **TABLE 1** – Skeletal types and feeding habits of taxa found within the taphofacies
875 recognized in the stratigraphic profile here analyzed.

876

877 **FIGURE 1** – Location map of the study area; the outcrops are distributed along of road
878 BR-153, in between of Tibagi and Ventania municipalities, Paraná State, southern
879 Brazil.

880

881 **FIGURE 2** – (A) Location map of the study area of the Paraná Basin, (B) stratigraphic
882 position of the interval analyzed herein (= rectangle) within the Paraná Supersequence
883 (modified of the Milani et al., 1998, 2007).

884

885 **FIGURE 3** Stratigraphic profile of the Tibagi-Ventania section, showing the
886 distribution of lithologies, main sedimentary structures, taxa and taphofacies recognized
887 herein.

888

889 **FIGURE 4** – (A) Infaunal lingulids (MPI-8484) preserved *in situ*, oriented
890 perpendicularly to the bedding plane, (B) infaunal lingulids (MPI-8410) distributed
891 parallel to the bedding plane, (C) horizontal bioturbation intersecting the same plane of
892 a calmonid pygidium (MPI-1494-A), (D) pedicle valve of *Orbiculoidea* sp. (MPI-6161)
893 oriented parallel to the bedding plane, (E) echinoderm Mitrata *Placocystella africana*
894 (MPI-9088) well preserved, oriented parallel to the bedding plane.

895

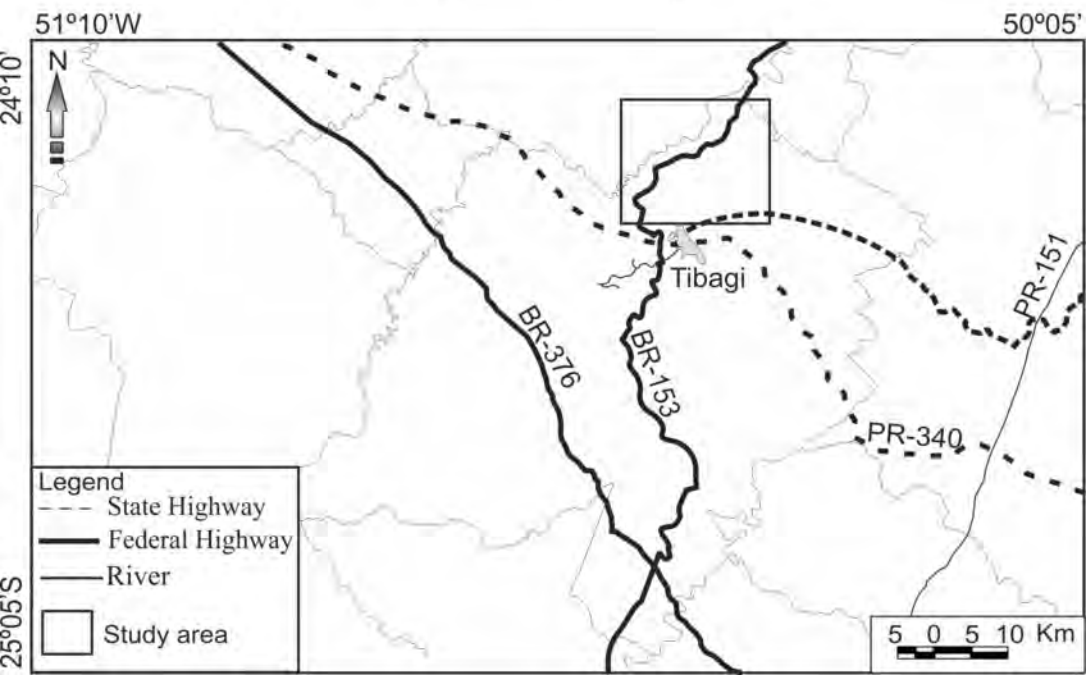
896 **FIGURE 5** – (A) Extended carcass of a complete trilobite *Metacryphaeus australis*
897 (MPI-8234-A), (B) complete, bent carcass of *M. australis* (MPI8215-A), (C) columnals
898 of *Marettocrinus* aff. *M.* sp. C (MPI-8268), (D) articulated thorax of *M. australis* (MPI-
899 8225).

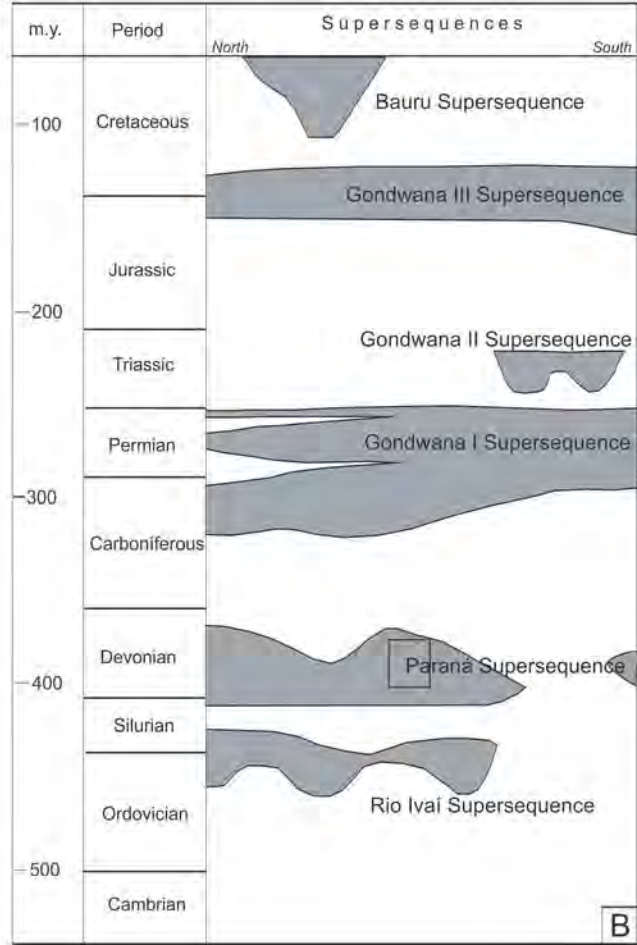
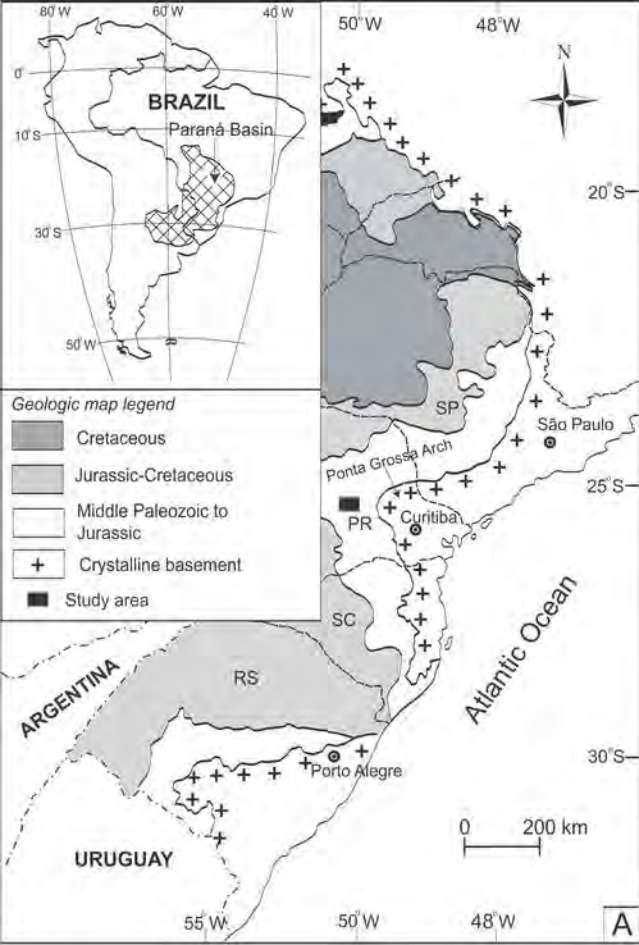
900

901 **FIGURE 6** – (A) Batimetric distribution of the six taphofacies here recognized, (B) a
902 summary of taphonomic information referent to them. *B.I. Bioturbation degrees
903 following Reineck (1967).

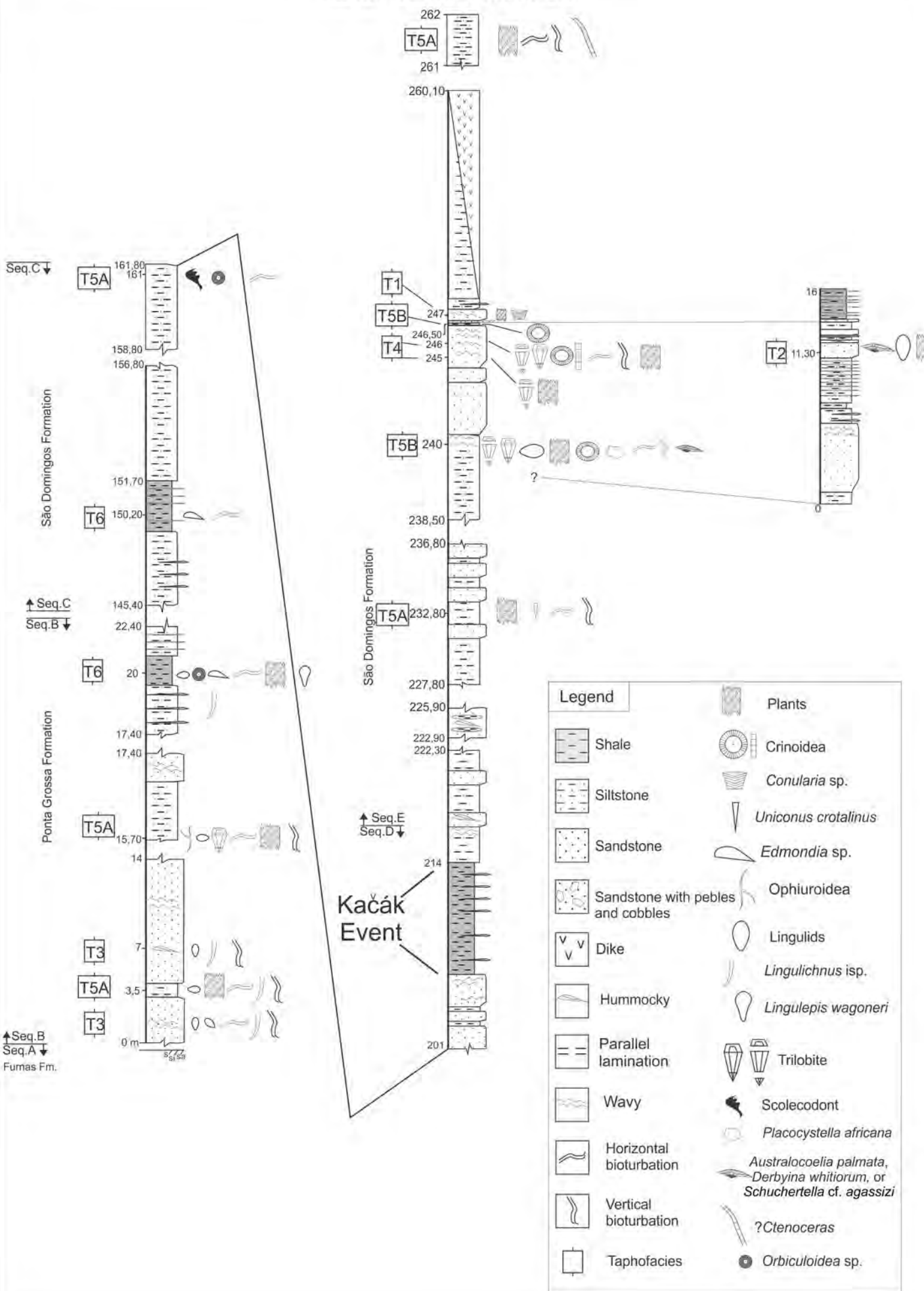
904

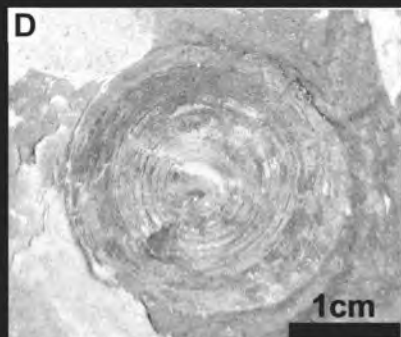
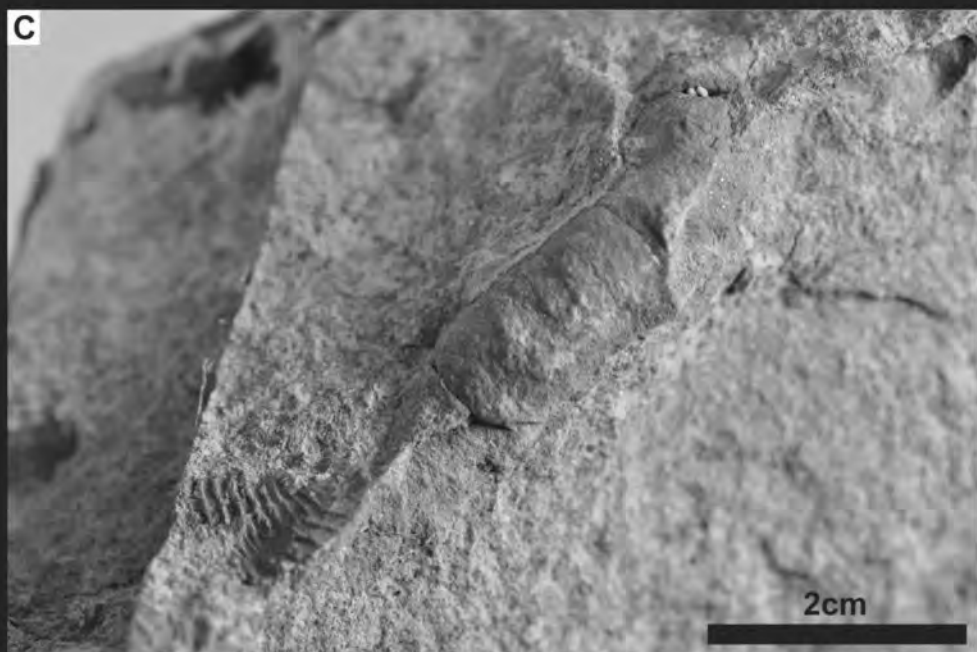
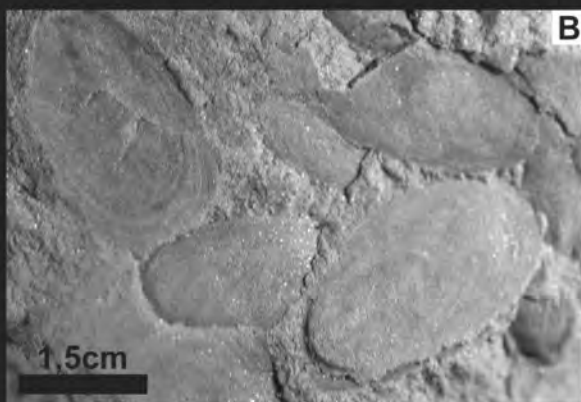
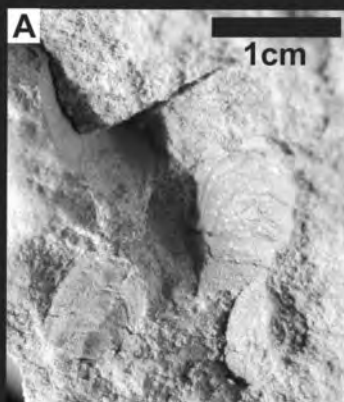
905 **FIGURE 7** – (A) Paleoenvironmental reconstruction based on the taphonomic studies
906 carried on the Tibagi-Ventania sedimentary section, (B) taphofacies and transport
907 degree of the taxa herein recognized.

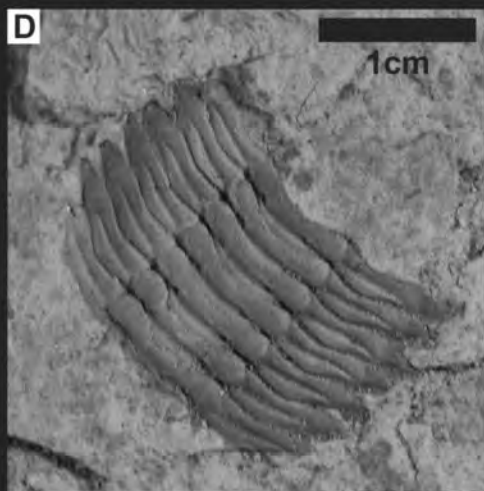
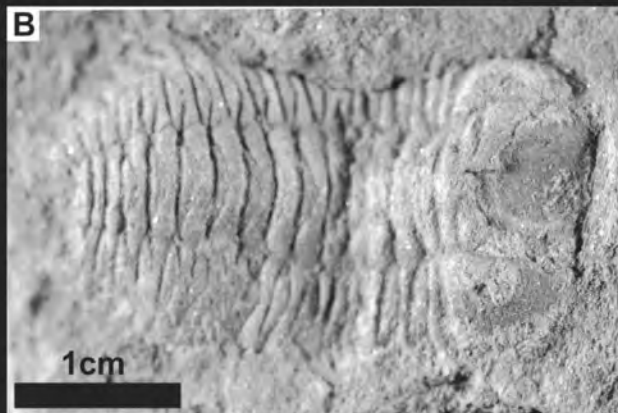
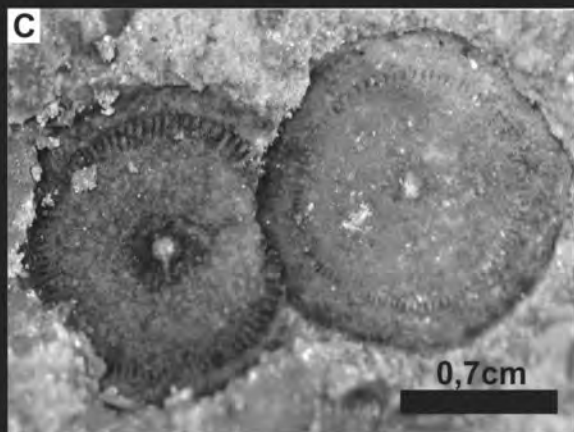
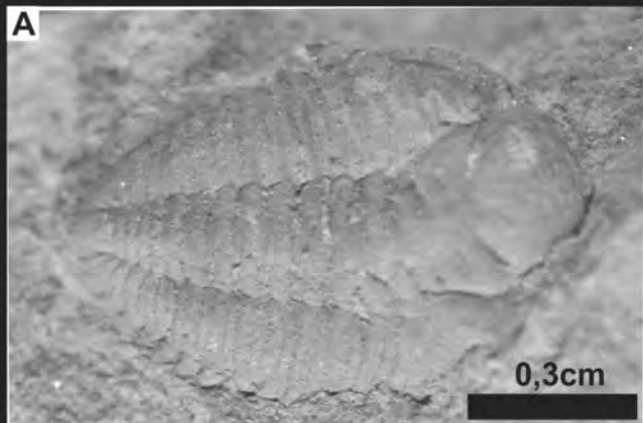


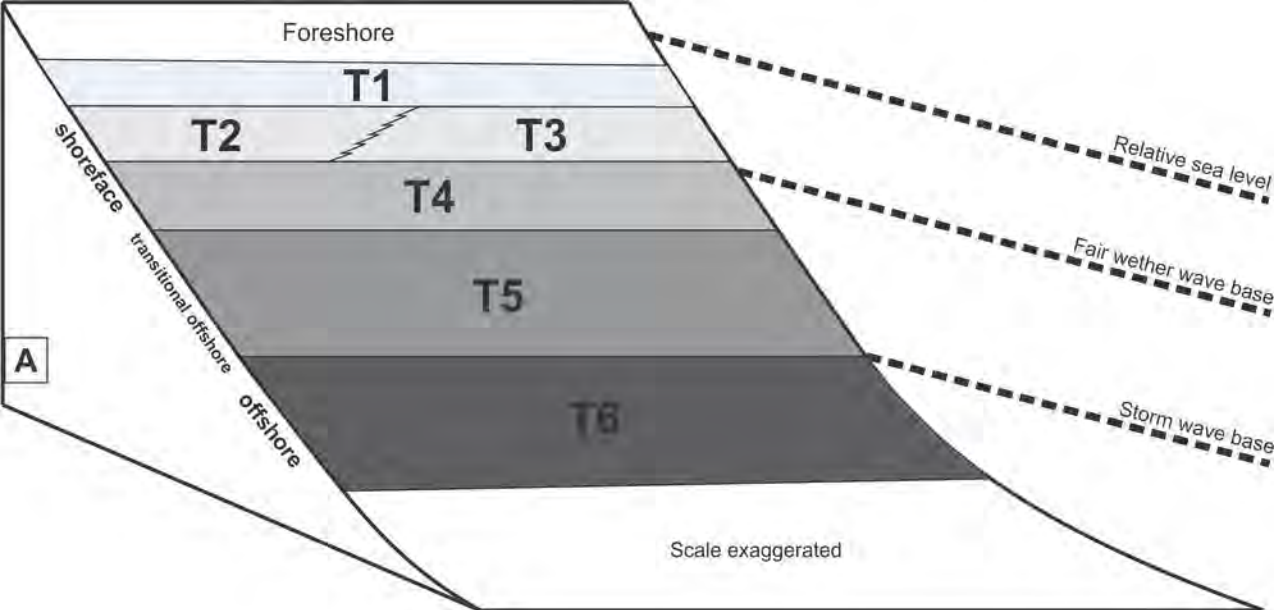


TIBAGI - VENTANIA SECTION







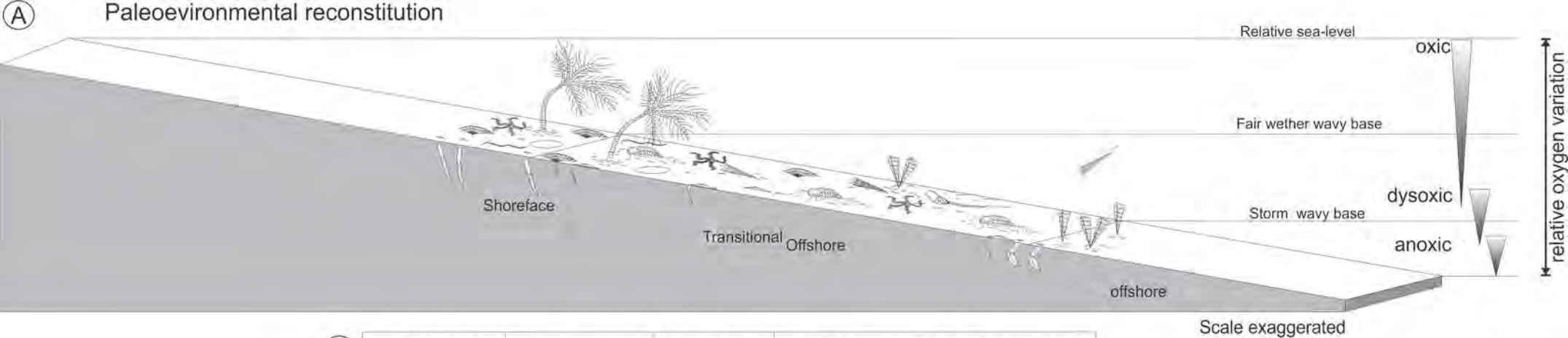


B

Taphofacies	Turbulence	Sedimentation rate	Fragmentation	Flatted	Disarticulated	In plane position	*B.I	Skeletal type
T1	5	3		5		P	1	T
T2	3	3	1		4	P	1	B
T3	1	5	0		0	V/O	5	B
T4	4	3			4	P	4	M
T5A	3	3	0		3	P	4	B,M,U
T5B	3	3	0		2	P	4	B,M
T6	2	3	1		2	P	4	B

LEGEND

3 - moderate	0 - absent	O - Oblique	U - Univalve
5 - very high	2 - low	P - Parallel	B - Bivalve
4 - high	1 - very low	V - Vertical	B.I - Bioturbation index
			T - Flexible Thecae



(B)

Symbol	Taxa	Taphofacies	Autochthonous - Allochthonous
	Conulatae	T1	allochthonous
	Lingulidae, <i>Lingulepis wagneri</i>	T2, T3, T5A	T2 - autochthonous T3 - autochthonous T5A- allochthonous
	<i>Australocoelia palmata</i> , <i>Derbyina whitiorum</i> , <i>Schuchertella cf. agassizi</i>	T2 T5B	T2 - autochthonous T5B - parautochthonous to allochthonous
	<i>Marettocrinus</i> aff. <i>M. sp. C</i>	T5B, T4	parautochthonous to allochthonous
	<i>Calmonia</i> sp., <i>Metacryphaeus australis</i>	T5A, T4	parautochthonous to autochthonous
	<i>Paulinites paranaensis</i>	T5A	parautochthonous
	<i>Tentaculites</i> sp.	T5A	Not inferred
	<i>Placocystella africana</i>	T5B	autochthonous
	Ophiuroidea	T5A	athochthonous
	<i>Orbituloidea</i> sp	T5A, T6	parautochthonous
	<i>Edmondia</i> sp.	T6	autochthonous

Taxa	Feeding habit	Life style inferred	Skeletal type
Lingulidae	infaunal suspension feeder	Emig (1997), Zabini et al. (2012)	Bivalve
<i>Lingulepis wagoneri</i>	stationary low-level epifaunal suspension feeder	Williams et al. (2000)	Bivalve
<i>Derbyina whitiorum</i>	stationary epifaunal suspension feeder	Williams et al. (2006)	Bivalve
<i>Australocoelia palmata</i>	stationary epifaunal suspension feeder	Boucot and Gill (1956)	Bivalve
<i>Schuchertella</i> cf. <i>agassizzi</i>	stationary epifaunal suspension feeder	Williams et al. (2006)	Bivalve
<i>Orbiculoidea baini</i>	epifaunal attached by pedicle, suspension feeders	Mergl (2001), Mergl and Massa (2005), Mergl (2010), Conminiskey (2011)	Bivalve
<i>Orbiculoidea bodenbenderi</i>	epifaunal attached by pedicle, suspension feeders	Mergl (2001), Mergl and Massa (2005), Mergl (2010), Conminiskey (2011)	Bivalve
<i>Edmondia</i> sp.	facultatively mobile infaunal deposit feeder-chemosymbiotic	Runnegar and Newell (1971), Kotzan and Simões (1997), Williams et al. (2000)	Bivalve
<i>Tentaculites</i> sp.	benthic or planktonic suspension	Wittmer and Miller (2011), Schindler (2012)	Univalve
Conulatae	sessile epifaunal	Van Iten (1991), Simões et al. (2000), Rodrigues et al. (2003), Van Iten et al. (2013)	Flexible thecae
<i>Paulinites paranaensis</i>	epifaunal detritivore	Ericksson et al. (2012)	Multielement
<i>Metacryphaeus australis</i>	mobile detritivorous benthic epifauna	Fortey and Owens (1999), Ghilardi (2004)	Multielement
<i>Calmonia</i> sp.	mobile detritivorous benthic epifauna	Fortey and Owens (1999), Ghilardi (2004)	Multielement
<i>Placocystella africana</i>	active mobile epifaunal suspension feeder	Ruta and Theron (1997)	Multielement
<i>Marettocrinus</i> aff. <i>M.</i> sp. C	sessile epifaunal	Le Menn (1985), Scheffler (2010)	Multielement
Encrinasteridae	slow-moving low-level epifaunal detritivore-suspension feeder	Scheffler (2010) Shackleton (2005)	Multielement

Capítulo 3

Characteristics of Lower-Middle Devonian storm deposits of southern Gondwana (Paraná state, Brazil). Rodrigo Scalise HORODYSKI, Elvio Pinto BOSETTI, William Mikio Kurita MATSUMURA, Roberto IANNUZZI. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, artigo submetido.

Manuscript Number:

Title: CHARACTERISTICS OF LOWER-MIDDLE DEVONIAN STORM DEPOSITS OF SOUTHERN GONDWANA (PARANÁ STATE, BRAZIL)

Article Type: Research Paper

Keywords: Taphonomy; biostratigraphy; marine paleoenvironmental; Malvinokaffric invertebrate fauna; Paraná basin.

Corresponding Author: Dr. Rodrigo Scalise Horodyski, M.Sc

Corresponding Author's Institution: Universidade Federal do Rio Grande do Sul

First Author: Rodrigo Scalise Horodyski, M.Sc

Order of Authors: Rodrigo Scalise Horodyski, M.Sc; Elvio P Bosetti, PhD; Willian K Matsumura, M.Sc; Roberto Iannuzzi, PhD

Abstract: Taphofacies studies of four surfaces of storm deposits have been performed in the Paraná State, Brazil. These rocks are situated in the Ponta Grossa and São Domingos formations of Lower to Middle Devonian age. The results obtained evidenced seven taphofacies, namely: (T1) middle shoreface turbulence-dominated; (T2) turbulent mid shoreface storm-influenced; (T3) middle to lower shoreface storm-dominated; (T4) lower shoreface storm-influenced; (T5) transitional offshore storm-influenced; (T6) mud-stagnated storm influenced; and (T7) offshore storm-dominated. Data here analyzed show that the fair-weather waves, currents and storm waves were responsible for most taphonomic features observed. Furthermore, it is clear that storm events were very active and responsible for the taphonomic modes of preservation during Lower and Middle Devonian. Additionally, the vertical distribution of the fauna is totally dependent upon the taphofacies preservation, and also controlled by the genetic processes of sequence stratigraphy.

Suggested Reviewers: Carlton E Brett PhD
Department of Geology, University of Cincinnati
carlton.brett@uc.edu

Mercedes D Pasquo PhD
National Research Council of Argentina
medipa@cicytpp.org.ar

Yngve Grahn PhD
Stockholm University
yngvegrahn@gmail.com

Peter Isaacson PhD
University of Idaho
isaacson@uidaho.edu

1 **CHARACTERISTICS OF LOWER-MIDDLE DEVONIAN STORM DEPOSITS**
2 **OF SOUTHERN GONDWANA (PARANÁ STATE, BRAZIL)**

3

4 RODRIGO SCALISE HORODYSKI,^{1*} ELVIO PINTO BOSETTI,² WILLIAN MIKIO
5 KURITA MATSUMURA,¹ and ROBERTO IANNUZZI¹

6

7 ¹*Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em*
8 *Geociências, Av. Bento Gonçalves 9500, Bloco I, Prédio 43113, Campus do Vale,*
9 *91509-900, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil, rshorodyski@gmail.com,*
10 *williammatsumura@gmail.com, roberto.iannuzzi@urfgs.br*

11 ²*Universidade Estadual de Ponta Grossa, Departamento de Geociências, Av. Carlos*
12 *Cavalcanti 9.500, Uvaranas, 84010-919, Ponta Grossa, Paraná, Brazil,*
13 *elvio.bosetti@pq.cnpq.br*

14

15 * corresponding author

16 *Tel. 055 42 3301 7717*

17 *email: rshorodyski@gmail.com*

18

19 **ABSTRACT**

20 Taphofacies studies of four surfaces of storm deposits have been performed in the
21 Paraná State, Brazil. These rocks are situated in the Ponta Grossa and São Domingos
22 formations of Lower to Middle Devonian age. The results obtained evidenced seven
23 taphofacies, namely: (T1) middle shoreface turbulence-dominated; (T2) turbulent mid
24 shoreface storm-influenced; (T3) middle to lower shoreface storm-dominated; (T4)
25 lower shoreface storm-influenced; (T5) transitional offshore storm-influenced; (T6)

26 mud-stagnated storm influenced; and (T7) offshore storm-dominated. Data here
27 analyzed show that the fair-weather waves, currents and storm waves were responsible
28 for most taphonomic features observed. Furthermore, it is clear that storm events were
29 very active and responsible for the taphonomic modes of preservation during Lower
30 and Middle Devonian. Additionally, the vertical distribution of the fauna is totally
31 dependent upon the taphofacies preservation, and also controlled by the genetic
32 processes of sequence stratigraphy.

33 **Keywords:** Taphonomy; biostratigraphy; marine paleoenvironmental; Malvinokaffric
34 invertebrate fauna; Paraná basin.

35

36 1. INTRODUCTION

37 Taphonomic studies are among the most intriguing subjects to study in
38 Paleontology (for a full and up-to-date review, see Allison and Botjer, 2011). Questions
39 regarding taphonomic biases have been answered, more precisely, since when
40 taphonomy was more strongly widespread at the beginning of 1980s (e.g. Kidwell,
41 1982; Kidwell and Jablonski, 1983; Kidwell et al., 1986; Kidwell and Bosence, 1991;
42 Kidwell and Holland, 1991; Speyer and Brett, 1986; Brett and Baird, 1986; Brett and
43 Seilacher, 1991; Brett et al., 1997; Miller et al., 1988; Davies et al., 1989; Kowalewski,
44 1997; Behrensmeier et al., 2000; and others). Concepts as taphofacies (Brett and Baird,
45 1986), taphonomic feedback (Kidwell and Jablonski, 1983), and taphonomically-active
46 zone (Davies et al., 1989) demonstrate that fossil preservation is strongly, although not
47 totally, dependent upon environmental factors, both physical, chemical and biological.
48 Additionally, research conducted by Holland (1996, 2000, 2012), Holland et al., (2001),
49 Holland and Zafros (2011), Holland and Christie (2013), Brett (1998) and Brett et al.,
50 (2007a, 2007b) obtained clear information on selective preservation, which is the cause

51 for sudden absences, regional migrations, faunal recurrence, and abundance of specific
52 taxonomic groups in stratigraphic sections within different system tracts, owing to sea
53 level changes. The taphonomic bias shows that the absence of fossils in a given
54 geologic section can sometimes be as important as the presence, when studying possible
55 extinction times (e.g. the Signor-Lipps Effect; Lipps and Signor, 1992).

56 In this study it is shown the vertical distribution of fossils representative of the
57 Malvinokaffric invertebrate fauna (sensu Melo, 1988 and Bosetti et al., 2011) and how
58 their distribution may have been controlled by preferential taphofacies preservation.
59 Firstly we define the main taphofacies occurring in the outcropping Devonian rocks
60 from Apucarana Sub-Basin (Paraná Basin) and their interpretation. Secondly, we
61 present the vertical distribution of fossils, with their possible preservational meaning.
62 Additionally, we present the exceptional preservation significance of Earliest Givetian
63 Lilliput fauna in the Apucarana sub-Basin (Paraná Basin).

64

65 2. GEOLOGICAL SETTING

66

67 The Paraná Basin is a huge intracratonic basin on the South-American
68 platform, located in southernmost Brazil and north/northwestern Uruguay, parts of
69 Paraguay and Argentina (Fig. 1A). The basin covers a surface area of about
70 1,700,000 km², has actually a NE-SW elongated shape, and is approximately 1,750
71 km long and 900 km wide. The sedimentary fill of the basin was influenced by
72 tectonic-eustatic cycles linked to the evolution of the Western Gondwana during
73 Palaeozoic and Mesozoic times (Milani et al., 2007).

74 The basin has developed over different geotectonic domains, comprising
75 Archean and Early Proterozoic cratonic terrains and Late Proterozoic mobile belts

76 related to the Pan-african and Brazilian Cycles, responsible for the assemblage of
77 Western Gondwana. Hence, the geotectonic framework of the basement is characterized
78 by several cratonic blocks and intervening mobile belts, forming a complex framework
79 of lineaments and crustal discontinuities which influenced sedimentation due to
80 differential subsidence and uplift of the tectonic blocks (Holz et al., 2006).

81 Eustatic-tectonic cycles controlled sedimentation in Paraná Basin, and they
82 generated a stratigraphic record that is marked by numerous sub aerial events that
83 produced erosion and non-deposition surfaces. Milani and Ramos (1998) and Milani et
84 al., (2007) considered that the fill of the basin is constituted of six second order
85 depositional sequences, ranging in age from Late Ordovician to Late Cretaceous. The
86 stratigraphic interval studied herein corresponds to the second sequence of Milani et al.,
87 (2007), named “Paraná Supersequence,” and ranging from the latest Silurian? to
88 Devonian (Fig. 1B). Lithostratigraphically it is divided into three formations: Furnas,
89 Ponta Grossa and São Domingos (Fig. 2; Grahn et al., 2013).

90 The sequence stratigraphy here used was proposed by Bergamaschi (1999;
91 updated by Grahn et al., 2013) and Horodyski et al., (2013). The stratigraphic section
92 originally profiled by Bergamaschi (1999) is the Tibagi-Telêmaco Borba section
93 (Tibagi municipality, Paraná State; Fig. 3A-B), and was interpreted as encompassing
94 five 3rd order depositional sequences (sequences A, B, C, D and E). For the present
95 study we used four surface stratigraphic sections geographically close (Fig. 4), called:
96 Tibagi-Telêmaco Borba (Bergamaschi, 1999; Fig 5 and 6), Tibagi-Alto do Amparo
97 (Bosetti and Horodyski, 2008; Fig. 7), Tibagi-Ventania (Fig. 8) e Barreiro (Bosetti et
98 al., 2011; Horodyski et al., 2013; Fig. 9), all of them occurring in the Tibagi
99 municipality. These sections were dated and originally correlated, in part, to the main
100 Tibagi-Telêmaco Borba section and well dated by Bergamaschi (1999) and

101 Bergamaschi and Pereira (2001), and more recently by Bosetti et al., (2012) and Grahn
102 et al., (2013).

103 The Sequence A of Bergamaschi (1999) is represented by fluvial to
104 coastal/marine facies and encompasses the Furnas Formation. Despite these facies being
105 regarded as marine, given the presence of marine ichnofossils (Lange, 1942; Acenõlaza
106 and Ciguel, 1986; Rodrigues et al., 1988; Fernandes, 1996; Assine and Góis, 1996;
107 Assine, 1999; Fernandes and Carvalho, 2002; Netto et al., 2012; Netto et a., 2014), they
108 present no invertebrate body fossils, and therefore this sequence was not included in the
109 present study. Data for sequences B, C, D and E follow the interpretation provided by
110 Bergamaschi (1999) and Bergamaschi and Pereira (2001) and updated by Grahn et al.,
111 (2013), and are considered as representative of environments ranging from shoreface to
112 offshore. They include the Ponta Grossa and São Domigos formations. Figure 2
113 illustrates the chronostratigraphic and lithostratigraphic units, the sequences and the
114 system tracts recognized in surface outcrops, here analysed.

115

116 3. MATERIAL AND METHODS

117

118 The fossil material was collected in outcrops located at four stratigraphic sections (as
119 discussed in chapter 2), in the surroundings of Tibagi municipality (Paraná State, Brazil;
120 Fig. 3A-B and Fig. 4), and are deposited at Laboratório de Estratigrafia e Paleontologia
121 of Universidade Estadual de Ponta Grossa (Paraná state, southern Brazil). The fieldwork
122 was conducted at every sequence boundaries of the main section Tibagi-Telêmaco
123 Borba from Bergamaschi (1999), as well in the boundaries between Ponta Grossa and
124 São Domingos formations, including Tibagi Member (sensu Oliveira, 2012; more
125 stratigraphic details in Grahn et al., 2013), exposed in the Tibagi-Alto do Amparo

126 section (Bosetti and Horodyski, 2008). The fossil material collection was performed
127 accordingly to the taphonomic protocol provided by Simões and Ghilardi (2000), and
128 for taphofacies analysis we used the criteria stated by Speyer and Brett (1986) and
129 Speyer and Brett (1988). The taphonomic methodology consisted in recognize the
130 skeletal type present (bivalve, univalve, multielement, flexible thecae) and the
131 taphonomic signatures found on the fossils (disarticulation degree for the different
132 skeletons, fragmentation degree and bioclast orientation in relation to the bedding
133 plane). Signatures such as abrasion, corrosion, rounding and (partial) dissolution were
134 not diagnosed; however, the absence of those signatures was fundamental for
135 interpreting the different hydrodynamic/energy degrees at the basin. We also considered
136 lithology and sedimentary structures where the fossils were preserved. Besides,
137 paleontological, taphonomic and/or biostratigraphic data from Clarke (1913), Petri
138 (1948), Lange and Petri (1967), Melo (1985), Popp and Barcelos-Popp (1986), Ciguél
139 (1989), Kotzian (1995), Simões et al., (1999), Simões et al., (2000), Simões et al.,
140 (2009), Bosetti (2004), Bosetti and Horodyski (2008), Bosetti et al., (2009), Bosetti et
141 al., (2010), Bosetti et al., (2011), Bosetti et al., (2012), Ghilardi (2004), Rodrigues et al.,
142 (2001), Rodrigues et al., (2003), Soares (2007), Scheffler and Fernandes (2007a,
143 2007b), Scheffler (2010), Zabini et al., (2010), Zabini et al., (2012a, 2012b), Zabini and
144 Bosetti (2010), Grahn and Bosetti (2010), Grahn et al., (2013), Horodyski (2010),
145 Horodyski et al., (2013), Matsumura et al., (2011), Corniskey (2011) and Netto et al.,
146 (2012) were also considered.

147

148 4. DEVONIAN TAPHOFACIES

149

150 We diagnosed seven taphofacies from middle shoreface to offshore
151 environments. The chronostratigraphic distribution of the entire fauna found in Ponta
152 Grossa and São Domingos formations, correlated to the depositional sequences, can be
153 followed in Figure 10. Please observe that the abundance and higher biodiversity is
154 positioned in the Ponta Grossa Formation. See descriptions, interpretations and
155 discussions below.

156

157 4.1. T1 – Middle shoreface turbulence-dominated

158

159 This taphofacies (Fig. 11) occurs in medium to coarse sandstones with wavy or
160 hummocky structures in the Tibagi-Ventania section (sequence E, São Domingos
161 Formation; Fig. 8). Bioclasts of flexible thecae type occurs exclusively. The few
162 conulariid fossils are intensely ripped, much disarticulated, barely preserved and of
163 difficult identification. They are chaotically dispersed in the matrix.

164

165 4.1.1. Interpretation.

166

167 The taphonomy and paleoecology of this fauna indicates that the conulariids
168 were transported by deep currents (from near and below storm wave base – SWB) to
169 shallower areas (above fair weather wave base – FWWB), becoming prone to reworking
170 by waves (bottom processes) in high-energy mid shoreface environments (for a more
171 thorough taphonomic interpretation of conulariids see Van Iten, 1991; Simões et al.,
172 2000; Rodrigues et al., 2003; Van Iten et al., 2013). These proximal regions are shown
173 to be usually very turbulent, corroborating the preservation of disarticulated and heavily
174 ripped thecae, giving these association an allochthonous feature. Despite the fact of

175 these animals having a soft and easily destroyed body, we suggest here that the
176 sedimentation rates must have been relatively moderate, allowing the thecae to be almost
177 completely shattered, but giving chance to some remains being preserved at the final
178 burial.

179

180 4.2. T2 - Turbulent mid shoreface storm-influenced

181

182 This taphofacies (Fig. 11) occurs in fine to medium sandstones with wavy or
183 hummocky structures, or even massive. Bivalve (brachiopods; Fig. 14C) or
184 multielement (trilobites) skeletal types may occur. Bivalve bioclasts occur parallel to the
185 bedding plane, entire and disarticulated. The multielement skeletons occur as
186 disarticulated moulds (with either isolated thorax or pygidia). Both skeletal types
187 present no sign of abrasion, bioerosion or corrosion. They occur in (i) lowstand system
188 tracts (LST) at the base of the pre-Kačák Sequence 1 of Barreiro section (Horodyski et
189 al., 2013; Fig. 9); (ii) in highstand system tracts (HST) at the top of the post-Kačák
190 Sequence 3 of Barreiro section (Horodyski et al., 2013; Fig. 9); and (iii) in the Sequence
191 E of Tibagi-Ventania section (Fig. 8), which, based on ichnology/ sedimentology
192 presents highstand sea level conditions (Renata Netto, personal communication, 2012;
193 Sequence E from Bergamaschi, 1999).

194

195 4.2.1. Interpretation.

196

197 The taphonomy of the bioclasts suggests an autochthonous to parautochthonous
198 pattern for the concentrations. The paleoecology of the faunas, summed to the
199 taphonomic signatures absent in the assemblage, such as abrasion, corrosion, bioerosion

200 and fragmentation reinforce this interpretation. Necrolysis can be regarded as the
201 controlling factor for the total (in bivalve skeletons) and partial (in trilobites)
202 disarticulation observed, along with the occurrence of turbulent normal waves in these
203 proximal (shoreface) regions of the basin. Moreover, these information also confirm the
204 postulate that the bioclasts were quickly buried, being the residence time (in the
205 taphonomically active zone; TAZ) sufficient only for disarticulation. Therefore, we
206 suggest two hypothesis for final burial. The first is that increasingly sedimentation rates
207 occurred owing to continental sediments, whereas the freshwater influence is confirmed
208 by the presence of continental phytoclasts (given their presence in massive sandstones
209 of Sequence E in the Tibagi-Ventania section and in the LST of the base of Sequence 1
210 or Barreiro Section of Horodyski et al., 2013). The second hypothesis suggest the
211 increase in the sedimentation occurred through return currents during storm periods,
212 generating proximal tempestites accordingly the observed in the HST at the top of
213 Sequence 3 of Barreiro Section (Horodyski et al., 2013).

214

215 4.3. T3 - Middle to lower shoreface storm-dominated

216

217 This taphofacies (Fig. 11) occurs in regions between middle to distal shoreface.
218 Fine sandstones with wavy or hummocky structures are present. In these beds, only
219 infaunal lingulids are present. The bioclasts are complete, articulated, and vertically
220 oriented in relation to the bedding plane (Fig. 14H1. Vertical bioturbations, beyond
221 *Lingulichnus* isp. occur associated (Fig, 14H2. This ichnogenera can be present isolated
222 or with sometimes with lingulid fossils at the top of the structure. It is identified in four
223 localities. The first is positioned in sandstones at the basal portion of the transgressive
224 system tract (TST [Sequence B]) in the Tibagi-Ventania section (Fig. 8; see Table 1);

225 the second occurs in the type locality sandstones of the Tibagi Member (sensu Oliveira,
226 1912, see also Grahn et al., 2013) that limits the Ponta Grossa and São Domingos
227 formations, exposed in the Tibagi-Alto do Amparo section (Fig. 7; Bosetti and
228 Horodyski, 2008; see Table 3); the third and fourth (see Table 4) are positioned at 90 m
229 (at the boundary between sequences B and C) and at 168 m (at the boundary between
230 sequences C and D), respectively (Tibagi-Telêmaco Borba section, Fig. 5 and 6;
231 Bergamaschi, 1999).

232

233 4.3.1. Interpretation.

234

235 This taphofacies is dominated by infaunal lingulid. Following Zabini et al.,
236 (2010, 2012a), these organisms from Paraná Devonian lived in sands under high energy
237 conditions, above the FWFB. This is a very turbulent region, where the chance for the
238 benthic fauna being preserved is low given the taphonomic factors, very strong in these
239 proximal marine environments. However, the occurrence of vertical bioclasts suggest an
240 autochthonous pattern (sensu Kidwell et al., 1986; Kidwell and Bosence, 1991) and a
241 consequent *in situ* condition, due to the rapid burial, with the increase in the
242 sedimentation rate after storm events (Brett and Seilacher, 1991). The presence of
243 vertical bioturbations and *Lingulichnus* isp. indicates an attempt of the fauna to escape
244 (Fig. 12), with the consequent vertical migration of the TAZ (sensu Olszewski, 1999).

245

246 4.4. T4 - Lower shoreface storm-influenced

247

248 This taphofacies (Fig. 11) occurs in fine sandstones to coarse siltstones, with
249 thin interspersing of sand lenses. Wavy of micro-hummocky structures are present.

250 Vertical and horizontal bioturbations occur associated. Multielement (calmonid
251 trilobites and crinoids) and bivalve (brachiopods) skeletons are recorded. Bioclasts are
252 oriented parallel to the bedding plane. Complete trilobites, or with partial disarticulation
253 (thorax, cephalon and pygidia) may also occur. Crinoids are preserved as isolated
254 columnals, of pluricolumnals, and complete *Echinasterella*. This taphofacies occurs at
255 the top of Sequence B in the Tibagi-Alto do Amparo section (Fig. 7; Bosetti and
256 Horodyski, 2008; see Table 3) and Sequence E of the Tibagi-Ventania section (Fig. 8;
257 see Table 1).

258

259 4.4.1. Interpretation.

260

261 This taphofacies marks the distal shoreface region of the basin, below the
262 FWWB. The fair-weather waves acted in a rather sporadic way. Only storm waves
263 influenced both the autochthonous fauna, as well as transported remains from above
264 FWWB. Therefore, the spatial and temporal mixing (Kidwell et al., 1986) is moderate
265 to high in this taphofacies. The association of moulds and complete carcasses of
266 trilobites, along with crinoid pluricolumnals and columnals indicates post-mortem
267 disarticulation due to bottom-level hydraulic processes, or by necrophagous organisms
268 (Speyer and Brett, 1986). Furthermore, the occurrence of *Australospirifer* fauna with
269 high articulation (Fig. 14A), associated to hummocky cross-stratification, horizontal and
270 vertical bioturbations, with the remarkable presence of *Rosselia* ichnogenera, indicates
271 an oxygenated environment of moderate energy, with a consequent increase in the
272 sedimentation rates after storms, burying *in situ* some of the fauna (complete
273 *Echinasterella*, complete trilobite carcasses and articulated *Australospirifer*).

274

275 4.5. T5 - Transitional offshore storm-influenced

276

277 This taphofacies (Fig. 11) occurs in siltstones often interspersed with thin sand
278 lenses with micro-hummocky structures. Here we register the presence of bivalve
279 (brachiopods, molluscs, ostracodes; Fig. 14D), multielement (trilobites [Fig. 14E],
280 scolecodonts, stylophorans, ophiuroids [Fig. 14G] and crinoids), flexible thecae
281 (conularians) and univalve (tentaculitoids and ?*Ctenoceras*) bioclasts. A larger number
282 of articulated than disarticulated bioclasts are present. The fossil levels occur in the
283 Sequence E of the Tibagi-Telêmaco Borba section (Fig. 5 and 6; Bergamaschi, 1999;
284 Table 4), in sequences B and C of the Tibagi-Alto do Amparo section (Fig. 7; Bosetti
285 and Horodyski, 2008; Table 3), in sequences B, C and E of the Tibagi-Ventania section
286 (Fig. 8; Table 1), and in sequences 1 and 3 of the Barreiro section (Fig. 9; Horodyski et
287 al. 2013; Table 2).

288

289 4.5.1. Interpretation.

290

291 This taphofacies marks more distal regions than the above presented. It records
292 transitional offshore regions, as evidenced by the lithology and taphonomy of the
293 associated fauna. So, the environment of this taphofacies is located between FWWB
294 and SWB. Moreover, they are dominated by horizontal excavations, suggesting a calm,
295 low energy environment, but often disturbed by storms. The taphonomy suggest that
296 some bioclasts recorded in these sedimentary beds suffered from little to high transport
297 intensity, characterizing thus a parautochthonous to allochthonous pattern (sensu
298 Kidwell et al., 1986; Kidwell and Bosence, 1991). In this association plant fragments
299 are also present to abundant, mostly in rocks of Middle Devonian age, what coincide

300 with the emergence and dominance of typical plants in coastal Gondwana environments
301 (Di Pasquo et al., 2009; Matsumura et al., 2013). Furthermore, the influence of
302 freshwater is also attested by the presence of palynomorphs (see Grahn et al., 2013)
303 from the base of the São Domingos Formation (Tibagi Member). In this way, it
304 becomes clear that these transitional offshore regions were perturbed by constant
305 influence of currents and storm waves, generating an association of parautochthonous to
306 allochthonous bioclasts. Some trilobites, stylophorans, ophiuroids and complete and
307 articulated brachiopods suggest that, whenever transport was present, it was not
308 significant. On the other hand, little to very disarticulated bioclasts show that time
309 averaging is present in the assemblage, given the occurrence of animals with different
310 life habits in the same sedimentary levels. It is noteworthy that this environment, for its
311 bathymetry, is oxygenated, but tending to dysaerobious or anoxic in some cases
312 (Barreiro section). This would justify the exceptional preservation such as the case of
313 the Earliest Givetian Lilliput fauna (see section 5.3 below).

314

315 4.6. T6 - Mud-stagnated storm influenced

316

317 This taphofacies (Fig. 11) occurs in laminate mudstones, interspersed with thin
318 sand lenses and dispersed pebbles, and sometimes showing hummocky structures.
319 *Chondrites* bioturbations are associated. Bivalve (brachiopods, mollusks [Fig. 14B]),
320 multi-element (trilobites and scolecodonts) and univalve (tentaculitoids) skeletons are
321 present. Articulated and disarticulated bioclasts occur mixed in the association. This
322 taphofacies is stratigraphically located at flooding surfaces of sequences B and C of the
323 Tibagi-Alto do Amparo section (Fig. 7; Bosetti and Horodyski, 2008; Table 3) and in
324 the Tibagi-Ventania section (Fig. 8; Table 4).

325

326 4.6.1. Interpretation.

327

328 This taphofacies marks offshore regions, sometimes at, and sometimes below
329 storm waves. The evidence for the action of storm waves is attested by thin sand lenses
330 with some pebbles and shallow-inhabitant brachiopods (e.g. *Australospirifer*). The
331 occurrence of reworked clasts transported up to the offshore by storm events was
332 already recorded by Grahn and Bosetti (2010) in dark shales of Sequence B of Ponta
333 Grossa Formation (in Tibagi and Ponta Grossa municipalities). This interpretation is
334 here corroborated in the recognized taphofacies, where part of the bioclasts is *in situ*
335 (*Edmondia*) and part is allochthonous (*Schuchertella*, *Australospirifer*, *Derbyina*,
336 *Australocoelia*, infaunal lingulids; sensu Kidwell et al., 1986; Kidwell and Bosence,
337 1991). These offshore regions mark environmental stability times, in some cases being
338 even related to temporally condensed sections, given the occurrence of lingulids in sub-
339 primary life-position (sensu Fernandes-Lopes, 1990) preserved in concretions formed
340 during early diagenesis (Sequence C of Tibagi-Alto do Amparo section; see the
341 geochemical interpretation by Zabini et al., 2012b). However, during these apparent
342 stability epochs, the environment was influenced by storms, characterizing the
343 taphofacies association as a whole. The spatial and temporal mixing is considered high
344 due to the differing allochthony and authochthony degrees. Besides, the occurrence of
345 *Australospirifer* brachidium (Sequence C in the Tibagi-Alto do Amparo section) shows
346 that this type preservation was only favoured in special preservation settings, such as
347 reducing (low oxygen) environments, which can be attested by the presence of
348 *Chondrites*, common in calm and dysaerobious environments (Bromley and Ekdale,

349 1984; Seilacher, 2007). Therefore, this taphofacies is always marked in flooding
350 surfaces or condensed sections.

351

352 4.7. T7 - Offshore storm-dominated

353

354 This taphofacies (Fig. 11) occurs in dark, laminated claystones. Bivalve
355 (mollusks) and univalve (?*Ctenoceras*) skeletons are recorded. Bivalves are articulated,
356 with valves closed, and univalves are dispersed, with no preferential orientation. This
357 taphofacies is present in sequences C and E of Tibagi-Alto do Amparo section (Fig. 7;
358 Bosetti and Horodyski, 2008; Table 3).

359

360 4.7.1. *Interpretation.*

361

362 This taphofacies marks the deep offshore regions of the basin. It is positioned
363 right at and below the storm wave base level. Bivalve mollusks (*Edmondia*) are
364 articulated with the valves closed, and positioned parallel and/or oblique to the bedding
365 plane. The taphonomy of the fauna, together with the facies, suggests obruption
366 deposits, with fine's sedimentation, attributable to storm events. The same interpretation
367 can be obtained for ?*Ctenoceras*, which are very small (less than 1 cm), light an could
368 have been easily transported by marine currents, being deposited in offshore settings.
369 Therefore, accordingly to this taphofacies features, these offshore regions suggest
370 obruption deposits dominated by storms (Brett and Seilacher, 1991).

371

372 5. DISCUSSION

373

374 5.1. Taphofacies and Stratigraphy

375

376 As initially investigated by Holland (1996, 2000) and Brett (1998), the vertical
377 distribution of fossils in marine epeiric seas is absolutely dependent on selective
378 preservation (absence and presence) of facies, owing to (3th to 4th order) sea level
379 changes in sedimentary basins. Besides, recent studies (Brett et al., 2007a; Brett et al.,
380 2007b; Holland et al., 2001; Holland and Zafros, 2011; Holland, 2012; Holland and
381 Christie, 2013) shown that during sea level rise and fall the fauna can regionally
382 migrate. Therefore, the preferential habitat range of benthic marine organisms can vary
383 both vertically and spatially (horizontally), adapting to ecological requirement (e.g.,
384 oxygenation, salinity, turbidity) in response to those base level variation. In this way,
385 the stratigraphic record will preserve only those beds, whenever fossiliferous, were
386 taphonomically favoured.

387 One such preservation bias can be illustrated by taphofacies 3, with in situ
388 infaunal lingulids. This taphofacies occurs only at the base of depositional sequences
389 (LSTs, or shoreface sandstones at the base of TSTs; Fig 13). The recurrence of this
390 taphofacies (with differing biofacies sensu Brett et al., 2007) is absent at parasequence
391 level (4th order). Thus, it is clear that the differential preservation of this taphofacies
392 occurred only due to the rapid covering (onlap) of shoreface deposits (Sequences B and
393 C) by transgressive retrograding silts and muds (TST), in response to the rising sea
394 level, generating accommodation space for the sediments and, consequently, exposing
395 them to no subaerial erosion.

396 The taphofacies T1 and T2 (Fig 13) suggest a similar preservational effect,
397 inasmuch they refer to proximal environments, the chance of preservation becomes even
398 more rare, due to the high degree of taphonomic and/or biological loss of information.

399 Therefore, these taphofacies, dominated by turbulence (T1) or influenced by storm and
400 bottom level processes (T2), were preserved by transgressive processes, during times
401 when base level rising was higher than falling (sea-level variations). In turn, when
402 comparing to this (T1 and T2), the other taphofacies (T4 to T7) are more common and
403 intersperse within the depositional sequences. The deep environment taphofacies appear
404 to be preserved at the base of parasequences, followed, from base to top, by T7, T6, T5
405 and T4. This was also observed by Ghilardi (2004) in the Jaguariaíva section (Sequence
406 B, Ponta Grossa Formation), where the relative abundance and faunal composition in
407 the fossil assemblage always increased towards the top of parasequences (corroboration
408 the interpretations of Holland, 1996; 2000 and Brett, 1998). The T6 and T7 are always
409 registered in offshore shales (observed only in sequences B and C), being difficult to
410 state which one could be associated to a transgressive maximum (Fig 13). Also, they are
411 frequently interspersed within the depositional sequence, and it is known that deep
412 water environment-dominated sequences are difficult to be mapped at parasequence
413 level (Posamentier and Allen, 1999). This may be the case of Sequence B, which is
414 muddier than the other sequences.

415 Nevertheless, in sequences B and C it is possible to identify bivalve mollusks,
416 *Australospirifer* sp. and infaunallingulids preserved in concretions (Tibagi-Alto Amparo
417 section) at the T6 in the condensed surface at the top of the TST (Fig 13; data from
418 Zabini et al., 2010; 2012a; 2012b). The first two are bioeroded, and those fossils
419 indicate a long residence time, being this the closer taphofaciological feature to a
420 transgressive maximum (or maximum flooding surface). The fact is that, being this
421 basin of the type ramp, with low inclination angle during Devonian times (Bergamaschi,
422 1999; Bergamaschi and Pereira, 2001), any variation in the base level would be
423 significant, and therefore the taphofacies T4 to T7 are frequently interspersed through

424 the sedimentary sequence, being however better recognized in Sequence B. The
425 taphofacies of distal shoreface environments (T4) to transitional offshore (T5) are
426 typical for the transgressive system tracts (Fig 13) of Paraná Basin (according to
427 Rodrigues et al., 2003; Bosetti, 2004; Ghilardi, 2004; Zabini et al., 2010; Zabini et al.,
428 2012a; Horodyski et al., 2013 and others). These fossil accumulations are the most
429 diversified.

430 All these features are present because (i) these regions were less affected by
431 waves and reworking, being more easily preserved, and (ii) preferential habitat ranges
432 of the Malvinokkafric benthic fauna were wider, from distal shoreface to transitional
433 offshore. Besides, in the TSTs the accommodation space creation is higher than
434 sediment supply rate (Catuneanu et al., 2009; Catuneanu et al., 2011), favoring the
435 preferential preservation of storm-dominated or -influenced taphofacies. In synthesis,
436 the preferential preservation of the taphofacies here presented vary in terms of
437 recurrence, depending on the facies preservation of the two formations, e.g., the more
438 distal, that are more common in Ponta Grossa Formation (almost exclusively muddy),
439 and the more proximal, more common in São Domingos Formation (of shallower
440 environments).

441

442 5.2. Some paleoecological remarks

443

444 As shown in Table 1, the higher diversity of the Malvinokkafric fauna is
445 positioned in the Ponta Grossa Formation. In fact, this occurred mainly because the
446 fauna reached their ecologic equilibrium mostly during Lower Devonian (Boucot, 1971;
447 Melo, 1988; Bosetti et al., 2012). Even though T5, T4 and T2 display high time-
448 averaging, influenced by storms and with higher residence times of the bioclasts, these

449 are the taphofacies with the higher diversity between all. Coincidentally, the outcrops
450 with stalked echinoderms (crinoids, blastoids, ophiuroids and/or asteroids) showed the
451 higher diversity. Possibly, during lower Devonian, these environments could have
452 luminosity and nutrients enough to sustain high productivity and marine abundance,
453 forming true aquatic gardens composed by echinoderms (c.f. Scheffler, 2010) and other
454 marine benthic invertebrates that would benefit of the optimized conditions. On the
455 other hand, the taphonomy of *Australospirifer* spp. (mainly *A. iheringi*) and infaunal
456 lingulids demonstrates that these groups were limited to specific bathymetric ranges.

457 Yet, the *Australospirifer* sp. and infaunal lingulid clusters registered at *in situ*
458 conditions, from distal regions (taphofacies T6 [Simões et al., 1999 for *Australospirifer*
459 in Jaguariaíva section and Zabini et al., 2012a for infaunal lingulids]) and shallower
460 areas (taphofacies T4 and T2; Horodyski et al., 2013). However, in the distal regions,
461 they are here interpreted as allochthonous bioclasts in sub-primary conditions (sensu
462 Fernandez-Lopes, 1990). In this sense, the false "*in situ*" accumulations of these
463 bioclasts are not good paleoenvironmental indicators, once they demonstrate tolerance
464 variations in salinity and oxygenation degrees, and the T6-T5 information, are too much
465 shuffled in the fossil record (Behrensmeier et al., 2000). However, the infaunal lingulids
466 and *Australospirifer* demonstrate having a more restrict bathymetric zonation (Zabini
467 and Bosetti, 2011), colonizing only environments above the influence of fair weather
468 waves (T3; for lingulids) or near/ together of the FWWB (for *Australospirifer*), both
469 high energy, and its real *in situ* occurrence may be a good paleoenvironmental indicator.

470

471 Taphofacies and Lilliput Effect

472 The Lilliput Effect (sensu Ubanek, 1993), occurring in the Earliest Givetian beds
473 of Paraná Basin as evidenced by Bosetti et al., (2011), was attributed to a marine

474 dysoxic to anoxic moment as a result of the global Kačák Event (House, 1989; Ellwood
475 et al., 2011), which was registered in the Eifelian/Givetian transition at the Apucarana
476 sub-Basin by Horodyski et al., (2013). The taphonomic data acquired by the authors
477 suggest that the Lilliput association might be related to transitional offshore taphofacies,
478 influenced by storms. The bioclasts (brachiopods, mollusks, cnidarians and trilobites),
479 which are basically parautochthonous, are registered in muddy siltstones with the
480 outstanding presence of the ichnogenera *Phycosiphon*. This ichnofossil is not only
481 registered in exclusive bathymetric ranges, but also in different environments
482 (Seilacher, 2007; Bednarz and McIlroy, 2009), provided that stressing conditions such
483 as low oxygen or finer (clay) lithologies occur (Ekdale and Lewis, 1991). Therefore, the
484 abundant record of *Phycosiphon* in these beds evidences a reducing oxygenation in
485 Earliest Givetian times. The lack of oxygen favors the exceptional fossil preservation
486 (Seilacher, 1970; Speyer and Brett, 1988; Speyer and Brett, 1991).

487 Moreover, atualistic quantitative fidelity studies comparing Cenozoic mollusks
488 (Cooper et al. 2005), have demonstrated that the preservation potential for small-bodied
489 specimens is considerably lower than large-bodied ones from the same species, because
490 of negative taphonomic bias (and even negative sampling bias). Additionally, the
491 selective difference to destruction between taxonomic groups biases the completeness
492 for past biotas (Kowalewski, 1997). In fact, the taphofacies record evidenced here show
493 that preservation of fragments, when compared to whole bioclasts, is consistently
494 smaller. Obviously this observation may be purely a taphonomic artifact. In this sense,
495 we can consider the preservation of the Earliest Givetian Lilliput fossil fauna an
496 extremely rare occasion, and that this was favored by special fossilization condition,
497 according seen above. The fact that Lilliput fossils being much smaller (90% smaller in
498 some cases; Bosetti et al., 2011) and being preserved in the same taphofacies as normal-

499 sized bioclasts does not exclude the possibility of a similar taphonomic history.
500 Therefore, we consider this environment as calm, low-energy, between FWWB and
501 SWB, but interrupted by times of high-energy events, such as return currents caused by
502 storm events.

503

504 6. CONCLUSIONS

505 Seven taphofacies of Devonian invertebrate fauna in the Apucarana sub-Basin,
506 with environments from turbulent middle-shoreface through storm-dominated offshore
507 have been established.

508 The biostratigraphic and taphonomic record show that most of the fauna is
509 concentrated to the Ponta Grossa Formation. In fact, given the predominance of finer
510 grain-size sediments, the preservation was favourable. Besides, it is well known that the
511 biodiversity and ecological climax was established during the Lower Devonian.

512 In contrast, São Domingos Formation, with as hallow environment facies,
513 freshwater influence could have favoured nutrients accumulation in proximal marine
514 regions (shoreface). Therefore, the taphonomically active zone can be acted as crucially
515 destructive for the fauna during temporary burial. This evidence is attested by the
516 apparent lack of fossil record in the abundant shallow water sedimentary facies of the
517 studied sections.

518 The data presented here indicate that fair-weather waves, currents and storm
519 waves were the main responsible for a large part of the fossil preservation. Furthermore,
520 it is clear storm events were very active and influenced the taphonomic mode of
521 preservation during lower and middle Devonian. Additionally, the vertical distribution
522 of the fauna displayed to be totally dependent on the taphofacies preservation, also
523 controlled by the genetic sequence stratigraphy processes.

524 We are confident that this is just initial stage for high-resolution paleobiological
525 studies with a composite geologic section encompassing all ages, formations and
526 surface marine stratigraphic sections occurring in Paraná State (Tibagi region) of
527 Apucarana sub-Basin (Paraná Basin).

528 The criteria for the taphofacies study here presented have shown to be reliable in
529 advising efforts in paleoenvironmental reconstruction. Our hope is that researchers
530 dealing with ancient environment and community interpretation take the taphofacies
531 analysis into account. This is because the fossil record is immensely biased, given, e.g.,
532 the differing autochthony and allochthony displayed (as evidenced with the increased
533 specialization of taphonomy for the last forty years).

534

535 ACKNOWLEDGEMENTS

536

537 R.S. Horodyski thanks to the National Council of Technological and Scientific
538 Development (CNPq) for the grant provided (141256/2010-9); to Dr. Sérgio
539 Bergamaschi (Universidade Estadual do Rio de Janeiro) and Dr. Yngve Grahn
540 (Universidade Federal do Rio de Janeiro) for discussion in the stratigraphy and
541 fieldwork in all sections here studied; to Dr^a. Renata Guimarães Netto (Universidade do
542 Vale do Rio dos Sinos) for information and identification of the some ichnofossils; to
543 Dr. Renato Pirani Ghilardi (Universidade Estadual Paulista-Bauru) and Dr. Sandro
544 Scheffler (Museu Nacional-Universidade Federal do Rio de Janeiro) for relevant
545 discussion and field work; to Dr. Fernando Erthal (Universidade Federal do Rio Grande
546 do Sul) for english translation manuscript. The participation of Palaios Group (UEPG-
547 CNPq) members in the fieldwork was of fundamental importance. E. P. Bosetti
548 (150239/2011-4, 479774/2011-0, 401796/2010-8), W. M. K. Matsumura (141979/2011-

549 9) and R. Iannuzzi (PQ 309211/2013-1) thanks to the National Council of
550 Technological and Scientific Development (CNPq) for the grant provided. This
551 manuscript is part of the results obtained for the Project “Devonian of the Paraná Basin
552 revised”, financially supported by the CNPq (401796/2010-8).

553

554 REFERENCES

555

556 Aceñolaza, F.G., and Ciguel, J.H.G. 1987 Analisis comparativo entre las formaciones
557 Balcarce (Argentina) y Furnas (Brasil), in: X Congresso geológico argentino, San
558 Miguel de Tucumán. Argentina, pp. 299-305.

559

560 Assine, M.L., 1999. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da
561 Formação Furnas no flanco sudeste da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de
562 Geociências. 29, 357-370.

563

564 Assine, M.L., and GÓIS, J.R., 1996. Traços fósseis de trilobita na Formação Furnas,
565 Bacia do Paraná, Brasil, in: I Simpósio sulamericano do Siluro-Devoniano, Ponta
566 Grossa, Paraná, Brasil, pp. 371-373.

567

568 Allison, P.A., and Botjer, D.J., 2011. Taphonomy: Process and Bias through Time,
569 second ed. Springer , New York, 450pp.

570

571 Bednarz, M., and D. McIlroy, 2009. Three-dimensional reconstruction of
572 "phycosiphoniform" burrows: implications for identification of trace fossils in core:
573 Palaeontologia Electronica. 12, 3. http://palaeo-electronica.org/2009_3/195/index.html.

574

575 Behrensmeier, A.K., Kidwell, S.M., and Gastaldo, R.A., 2000. Taphonomy and
576 Paleobiology. *Paleobiology*. 26, 103-144.

577

578 Bergamaschi, S., 1999. Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações Furnas e
579 Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil: Ph.D thesis,
580 Universidade de São Paulo, São Paulo, 167 pp.

581

582 Bergamaschi, S., and Pereira, E., 2001. Caracterização de sequências deposicionais de
583 3º ordem para o Siluro-Devoniano na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil.
584 *Ciência-Técnica-Petróleo*, 20, pp. 63-72.

585

586 Bosetti, E.P., 2004. Tafonomia de alta resolução das fácies de offshore da sucessão
587 devoniana da região de Ponta Grossa – Paraná, Brasil. PhD thesis, Federal University of
588 Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 137 pp.

589

590 Bosetti, E.P., and Horodyski, R.S., 2008. Distribuição da macropaleofauna devoniana
591 na seção colunar Tibagi-Alto do Amparo, Tibagi, estado do Paraná, Brasil, in: 44
592 Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Brasil, pp. 1050.

593

594 Bosetti, E.P., Godoy, L.G., Myszinski Junior, L.J., Horodyski, R.S., and Zabini, C.,
595 2009. Interpretação paleoambiental na sequência basal da Formação Ponta Grossa
596 (Devoniano) do município de Ponta Grossa, Paraná, Brasil. *Terr@Plural*. 3, 137-156.

597

598 Bosetti, E.P., Horodyski, R.S., Zabini, C., Matsumura, W.M.K., and Penteadó, A.C.,
599 2010 Ocorrência de fenótipos subnormais no limite Neo-Eifeliano/Eo-Givetiano,
600 Tibagi, estado do Paraná: implicações tafonômicas e paleosinecológicas. Boletim do
601 Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais. 5, 135-149.

602

603 Bosetti, E.P., Grahn, Y., Horodyski, R.S., Mauller, P.M., Breuer, P., and Zabini, C.,
604 2011. An Earliest Givetian “Lilliput Effect” in the Paraná Basin, and the collapse of the
605 Malvinokaffric shelly fauna. *Paläontologische Zeitschrift*. 85, 49-65.

606

607 Bosetti, E.P., Grahn, Y., Horodyski, R.S., and Mauller, P.M., 2012, The first recorded
608 decline of the Malvinokaffric Devonian fauna in the Paraná Basin (southern Brazil) and
609 its cause; taphonomic and fossil evidences. *Journal of South American Earth Sciences*.
610 37, 228-241.

611

612 Boucot, A.J., 1971. Malvinokaffric Devonian marine community distribution and
613 implications for Gondwana. *Academia Brasileira de Ciências*, 43, pp. 23-49 Suppl.

614

615 Brett, C.E., 1998. Sequence stratigraphy, biostratigraphy, and taphonomy in a shallow
616 marine environments. *Palaios*. 13, 241-262.

617

618 Brett, C.E., and Baird, G.C., 1986. Comparative taphonomy: a key for
619 paleoenvironmental reconstruction. *Palaios*. 1, 207-227.

620

621 Brett, C.E., and Seilacher, A., 1991. Fossil Lagerstätten a taphonomic consequence of
622 event sedimentation, in: Einsele, G., Ricken, W., and Seilacher, A., (Eds.), *Cycles and*
623 *Events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 283-297.

624

625 Brett, C. E., Moffat, H. A., and Taylor, W. L., 1997. Echinoderm taphonomy,
626 taphofacies, and lagerstätten. *Paleontological Society Papers*. 3, 147-190.

627

628 Brett, C.E., Bartholomew, A.J. and Baird, G.C, 2007a. Biofacies recurrence in the
629 Middle Devonian of New York State: An example with implications for habitat
630 tracking. *Palaios*. 22, 306-324.

631

632 Brett, C.E., Hendy, A., Bartholomew, A.J., Bonelli, J.R., and McLaughlin. P.I, 2007b.
633 Response of shallow marine biotas to sea level fluctuations: faunal replacement and the
634 process of habitat tracking. *Palaios*. 22, 228-244.

635

636 Bromley R.G., and Ekdale, A., 1984. *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in
637 sediments. *Science*. 224, 872-874.

638

639 Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J., Blum, M., Dalrymple, R., Eriksson, P.,
640 Fielding, C., Fisher, W., Galloway, W., Gibling, M., Giles, K., Holbrook, J., Jordan, R.,
641 Kendall, C., Macurda, B., Martinsen, O., Miall, A., Neal, J., Nummedal, D., Pomar, L.,
642 Posamentier, H., Pratt, B., Sarg, R., Shanley, K., Steel, R., Strasser, A., Tucker, M., and
643 Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science*
644 *Review*, 92, 1-33.

645

646 Catuneanu, O., Bhattacharya, J., Blum, M., Dalrymple, R., Eriksson, P., Fielding, C.,
647 Fisher, W., Galloway, W., Gianolla, P., Gibling, M., Giles, K., Holbrook, J., Jordan, R.,
648 Kendall, C., Macurda, B., Martinsen, O., Miall, A., Neal, J., Nummedal, D.,
649 Posamentier, H., Pratt, B., Shanley, K., Steel, R., Strasser, A., and Tucker, M., 2010.
650 Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. *First Break*.
651 28, 21-34.

652

653 Ciguel, J.H.G., 1989. Bioestratigrafia dos Tentaculitoidea no flanco oriental da Bacia do
654 Paraná e sua ocorrência na América do Sul. M.Sc. thesis. Universidade de São Paulo,
655 São Paulo, 237 pp.

656

657 Clarke, J.M., 1913. Fósseis devonianos do Paraná. Monografia do serviço geológico e
658 mineralógico do Brasil, pp. 353.

659

660 Conniskey, J.C., 2011. Paleontologia dos Discinidae (Brachiopoda: Linguliformea) da
661 sucessão devoniana da Bacia do Paraná, Brasil: Revisão sistemática, distribuição
662 geográfica e estratigráfica. M.Sc. thesis, Universidade Estadual de Ponta Grossa, Ponta
663 Grossa, 176 pp.

664

665 Cooper, R.A., Maxwell, P.A., Crampton, J.S., Beu, A.G., Jones., C.M., and Marshall,
666 B.A., 2006. Completeness of the fossil record: Estimating losses due to small body size.
667 *Geology*. 34, 241-244.

668

669 Davies, D.J., Powell, E.N., and Stanton JR, R.J, 1989. Relative rates of shell dissolution
670 and net sediment accumulation - a commentary: can shell beds form by the gradual
671 accumulation of biogenic debris on the sea floor?. *Lethaia*. 22, 207-212.

672

673 Di Pasquo, M., Amenabar, C.R., and Noetinger, S., 2009. Middle Devonian microfloras
674 and megaflores from western Argentina and southern Bolivia: their importance in the
675 palaeobiogeographical and palaeoclimatic evolution of western Gondwana. in:
676 Königshof, P., (Ed.). *Devonian change: case studies in palaeogeography and*
677 *palaeoecology*. The Geological Society, London, Special Publications. 314, 193-213.

678

679 Ekdale, A.A., and Lewis, D.W. 1991. The New Zealand *Zoophycos* revisited:
680 morphology, ethology, and paleoecology. *Ichnos*, 1, 183-194.

681

682 Ellwood, B.B., Algeo, T.J. El Hassani, A., Tomkin J.H., and Rowe, H.D., 2011.
683 Defining the timing and duration of the Kačák Interval within the Eifelian/Givetian
684 boundary GSSP, Mech Irdane, Marocco, using geochemical and magnetic susceptibility
685 patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 304, 74-84.

686

687 Fernandes, A.C.S., 1996. Os icnofósseis do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano da
688 Bacia do Paraná. 1996. PhD thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 183 pp.

689

690 Fernandes Lopes, S., 1990. El significado de la autoctonia/Aloctonia Tafonomica, in:
691 Com. reunión de tafonomía y fosilización, Madrid. pp. 115-124.

692

693 Fernandes, A.C.S., and Carvalho, I.S., 2002. Uma provável escavação de dipnóico na
694 Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná. Arquivos do Museu Nacional.
695 60, 207-211.

696

697 Ghilardi R.P., 2004. Tafonomia comparada e paleoecologia dos macroinvertebrados
698 (ênfase em trilobites), da Formação Ponta Grossa (Devoniano, Sub-bacia Apucarana),
699 Estado do Paraná, Brasil. PhD thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 125 pp.

700

701 Grahn, Y., and Bosetti, E.P. 2010. Storm deposited pebble and cobble-sized particles in
702 the early Emsian of the Ponta Grossa Formation, Paraná Basin (state of Paraná, Brazil).
703 Revista Brasileira de Geociências. 40, 236-241.

704

705 Grahn, Y., Mendlowicz Mauller, P., Bergamaschi, S., and Bosetti, E.P., 2013.
706 Palynology and sequence stratigraphy of three Devonian rock units in the Apucarana
707 Sub-basin (Paraná Basin, south Brazil): additional data and correlation. Review of
708 Palaeobotany and Palynology. 198, 27-44.

709

710 Holland, S.M., 1996. Guidelines for interpreting the stratigraphic record of extinctions:
711 distinguishing pattern from artifact, in: VI North American Paleontological Convention
712 Abstracts of Papers, Paleontological Society Special Publication No. 8, p. 174

713

714 Holland, S.M., 2000. The quality of the fossil record: a sequence stratigraphic
715 perspective, in: Erwin, D.H., and Wing, S.L., (Eds.), Deep Time: Paleobiology's
716 Perspective. Lawrence, Kansas: The Paleontological Society, pp. 148-168.

717

718 Holland, S.M., 2012. Sea-level change and the area of shallow marine habitat:
719 Implications for marine biodiversity. *Paleobiology*. 38, 205-217.

720

721 Holland, S.M., and A. Zaffos, 2011. Niche conservatism along an onshore-offshore
722 gradient. *Paleobiology*. 37, 270-286.

723

724 Holland, S.M., and Christie, M., 2013. Changes in area of shallow siliciclastic marine
725 habitat in response to sediment deposition: implications for onshore-offshore
726 paleobiologic patterns. *Paleobiology*. 39, 511-524.

727

728 Holland, S.M., 2001. The detection and importance of subtle biofacies in monotonous
729 lithofacies: the Upper Ordovician Kope Formation of the Cincinnati, Ohio region.
730 *Palaios*, v. 16, p. 205-217.

731

732 Holz, M., Kuchle, J., Philip, R.P., Bisshoff, A.P., and Arima, N., 2006. Hierarchy of
733 tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during the early Permian
734 in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*.
735 22, 185-204.

736

737 Horodyski, R.S., 2010. Tafonomia dos invertebrados fósseis na Sequência
738 Eifeliana/Frasniana da sucessão devoniana da sub-Bacia de Apucarana, Bacia do
739 Paraná, Tibagi - PR, Brasil. M.Sc. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
740 91pp.

741

742 Horodyski, R.S. Holz, M., Grahn, Y., and Bosetti, E.P, 2013. Remarks on the sequence
743 stratigraphy and taphonomy of the relictual Malvinokaffric fauna during the Kacák
744 event in the Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, DOI:
745 10.1007/s00531-013-0954-9.

746

747 House, M.R., 1989. Analysis of mid-Palaeozoic extinctions. *Bulletin de la Société belge*
748 *de géologie*. 98, 99-107.

749

750 Kidwell, S.M., 1982. *Stratigraphy, Invertebrate Taphonomy and Depositional History of*
751 *the Miocene Calvert and Choptank Formations, Atlantic Coastal Plain*. PhD thesis, Yale
752 University, 514 pp.

753

754 Kidwell, S.M., and Bosence, D.W., 1991. Taphonomy and time-averaging of marine
755 shelly faunas, in: Allison, P.A., Briggs, D.E.G., (Eds.), *Taphonomy: Releasing the data*
756 *locked in the fossil record*, Plenum Press, New York and London, pp. 116-188.

757

758 Kidwell, S.M., and S.M. Holland, 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics.
759 *Palaios*. 6, 426-434.

760

761 Kidwell, S.M., and D. Jablonski, 1983. Taphonomic feedback: Ecological consequences
762 of shell accumulation, in: Tevesz, M.J.S., and McCall, P.L., (Eds.), *Biotic Interactions*
763 *in Recent and Fossil Benthic Communities*. Plenum Press, New York, pp. 195-248.

764

765 Kidwell, S.M., Furisch, F.T., and Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the
766 analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*. 1, 228-238.

767

768 Kotzian, C.B., 1995. Estudo sistemático e morfo-funcional de bivalves (Mollusca) das
769 formações Vila Maria (Siluriano) e Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Brasil:
770 Interpretação do regime hidrodinâmico – sedimentar. PhD thesis, Universidade Federal
771 do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 377pp.

772

773 Ghilardi R.P., 2004. Tafonomia comparada e paleoecologia dos macroinvertebrados
774 (ênfase em trilobites), da Formação Ponta Grossa (Devoniano, Sub-bacia Apucarana),
775 Estado do Paraná, Brasil. PhD thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 125 pp.

776

777 Kowalewski, M., 1997. The reciprocal taphonomic model. *Lethaia*. 30, 86-88.

778

779 Lange, F.W., 1942. Restos vermiformes do arenito Furnas. *Arquivos do museu*
780 *paranaense*. 2, 3-8.

781

782 Lange, F.W. and Petri, S., 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense*
783 *de Geociências*, 21/22, 5-55.

784

785 Matsumura, W.M.K., Bosetti, E.P., and Horodyski, R.H., 2011. Paleo-Rota nos
786 municípios de Castro e Tibagi, Paraná, Brasil. in: XXII Congresso Brasileiro de
787 Paleontologia, Natal, Brasil, pp. 778-787.

788

789 Matsumura, W.M.K., Bosetti, E.P., and Iannuzzi, R., 2013. Estudo tafonômico das
790 plantas fósseis do Devoniano Médio do estado do Paraná, Brasil. in: XIV Simpósio
791 Brasileiro de Paleobotânica e Palinologia, Rio de Janeiro. Anais do Museu Nacional -
792 UFRJ. pp. 109.

793

794 Melo, J.H.G. 1985. A Província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil: Estado Atual
795 de Conhecimentos. M.Sc. thesis. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de
796 Janeiro, 1200 pp.

797

798 Melo, J.H.G., 1988, The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil: *in* Mcmillan
799 N.J., Embry A.F., and Glass D.J., (eds.) Devonian of the World, Proceedings of the
800 second International Symposium on the Devonian System, Calgary, Canada. Volume 1,
801 Regional Syntheses, p. 669-976.

802

803 Milani, E.J. and Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do
804 Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de
805 Geociências. 28, 527-544.

806

807 Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A. Fernandes, L.A., and França, A.B. 2007. Bacia
808 do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás. 15, 265-287.

809

810 Miller K.B., Brett C.E., and Parsons K.M. 1988. The paleecologic significance of storm
811 generated disturbance within a Middle Devonian muddy epeiric sea. *Palaios*. 3, 35-52

812

- 813 Netto, R.G., Tognoli, F.M.W., Gandini, R., Lima, J.H.D., and Gibert, J.M., 2012.
814 Ichnology of the phanerozoic deposits of southern Brazil: synthetic review, in: Netto,
815 R.G., Carmona, N.B., Tognoli, F.M.W. (Eds.), Ichnology of latin America: Selected
816 Papers. Monografias da Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2, 37-68.
817
- 818 Netto, R.G., Tognoli, F.M.W., Assine, M.L., and Nara, M., 2014. Crowded Rosselia
819 ichnofabric in the Early Devonian of Brazil: An example of strategic behavior.
820 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 395, 107-113.
821
- 822 Oliveira, E.P. 2012. O terreno Devoniano do sul do Brasil. Annaes da Escola de Minas
823 de Ouro Preto. 14, 31-41.
824
- 825 Olszewski, T.D., 1999. Taking advantage of time-averaging. Paleobiology. 25, 226-238.
826
- 827 Petri S., 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. Rio de Janeiro,
828 DNPM/DGM, 125 pp.
829
- 830 Popp, J.H., and Barcellos-Popp, M.T., 1986. Análise Estratigráfica da Seqüência
831 Depositional Devoniana da Bacia do Paraná (Brasil). Revista Brasileira de Geociências.
832 16, 187-194.
833
- 834 Posamentier, H.W., and Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts
835 and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology.7, 210 pp.
836

- 837 Rodrigues, M.A.C., Borgui, L., and Schubert, G., 1988. Novas ocorrências de
838 icnofósseis na Formação Furnas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 60, 109.
839
- 840 Rodrigues, M.A.C., Soares, H.L.C.A., and Bergamaschi, S., 2011. Horizontes de
841 Mortalidade em Massa de Tentaculita na Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná.
842 *Ciência-Técnica-Petróleo*, 20, pp. 73-79.
843
- 844 Rodrigues, R.C., Simões, M.G., and Leme, J.M., 2003. Tafonomia comparada dos
845 Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do
846 Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. 3, 381-390.
847
- 848 Scheffler, S.M., 2010. Crinóides e Blastóides do Devoniano Brasileiro. PhD thesis,
849 Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 288 pp.
850
- 851 Scheffler, S.M., and Fernandes, A.C.S., 2007a. Crinoidea da Formação Ponta Grossa
852 (Devoniano, Bacia do Paraná), Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*. 65, 83-98.
853
- 854 Scheffler, S.M., and Fernandes, A.C.S., 2007b. Blastoidea da Formação Ponta Grossa
855 (Devoniano, Bacia do Paraná), Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*. 65, 99-112.
856
- 857 Seilacher, A., 2007. *Trace Fossil Analysis*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-
858 Verlag, 231 pp.
859
- 860 Lipps, J.H., and Signor, P.W., 1992. *Origin and early evolution of the Metazoa*. Plenum,
861 New York. 570pp.

862

863 Simões, M.G. and Ghilardi, R.P., 2000. Protocolo tafonômico/paleoautoecológico como
864 ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação
865 em concentrações fossilíferas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Brasil. Pesquisas em
866 Geociências. 27, 3-13.

867

868 Simões, M.G., Kowalewski, M., Torello, F.F., and Ghilardi, R.P., 1999. Devonian and
869 Permian benthic marine invertebrates preserved in life position: taphonomic feedback in
870 a Paleozoic epeiric sea. in: XVI Congresso Brasileiro de Paleontologia, Crato, Ceará,
871 Brasil, pp. 109-110.

872

873 Simões, M.G., Leme, J.M., and Soares, S.P., 2009. Systematics, Taphonomy, and
874 Paleocology of Homalnotid Trilobites (Phacopida) From the Ponta Grossa Formation
875 (Devonian), Paraná Basin, Brazil. Revista Brasileira de Paleontologia. 12, 27-42.

876

877 Soares, S.P., 2007. Sistemática, tafonomia e paleoecologia de Trilobita, Phacopida
878 (Homalonotidae, Calmonidae), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Sub-bacia
879 Apucarana, Estado do Paraná, Brasil. MSc dissertation, São Paulo University, São
880 Paulo, 174 pp.

881

882 Speyer, S.E., and Brett, C.E., 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian
883 taphofacies. Palaios. 1, 312-327.

884

885 Speyer, S.E., and Brett, C.E., 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments:
886 Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 63,
887 222-262.

888

889 Urbaneck, A., 1993. Biotic crisis in the history of the Upper Silurian graptolites: A
890 palaeobiologic model. *Historical Biology*. 7, 29-50.

891

892 Van Iten, H., 1991. Anatomy, patterns of occurrence, and nature of the conulariid
893 schott. *Palaeontology*. 34, 939-954.

894

895 Van Iten, H., Tollerton JR, V.P., Ver Straeten, C.A., Leme, J.M., Simões, M.G., and
896 Rodrigues, S.C., 2013. Life mode of *in situ* *Conularia* in a Middle Devonian epibole.
897 *Palaeontology*. 57, 29-48.

898

899 Zabini, C., and Bosetti, E.P., 2011. Paleoambientes revelados: lingúlídeos como
900 paleoindicadores em mares paleozóicos. In: Carvalho, I.S., Srivastava, N.K.,
901 Strohschoen Jr., O., Lana, C.C. (Eds.), *Cenários da Vida*, Editora Interciência, pp. 289-
902 299.

903

904 Zabini, C., Bosetti, E. P., and Holz, M., 2010. Taphonomy and taphofacies analysis of
905 lingulid brachiopods from Devonian sequences of the Paraná Basin, Brazil.
906 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 292, 44-56.

907

908 Zabini, C., Holz, M., Bosetti, E.P., Matsumura, W.M.K., and Horodyski, R.S., 2012a.
909 Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of marine invertebrates: A Devonian

910 (Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American*
911 *Earth Sciences*. 33, 8-20.

912

913 Zabini, C., Schiffbauer, J.D., Xiao, S., and Kowalewski, M., 2012b. Biomineralization,
914 taphonomy, and diagenesis of Paleozoic lingulide brachiopod shells preserved in
915 silicified mudstone concretions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
916 326-328, 118-127.

917

918 **Table 1** - Vertical distribution of the Tibagi-Ventania section fossil, and the taphonomic
919 features observation. Skeletal types, B = Bivalve, U = Univalve, M = Multielement, T =
920 Flexivel thecae.

921

922 **Table 2** - Vertical distribution of the Barreiro section fossil, and the taphonomic
923 features observation. Skeletal types, B = Bivalve, U = Univalve, M = Multielement, T =
924 Flexivel thecae.

925

926 **Table 3** - Vertical distribution of the Alto do Amparo section fossil, and the taphonomic
927 features observation. Skeletal types, B = Bivalve, U = Univalve, M = Multielement.

928

929 **Table 4** - Vertical distribution of the Tibagi - Telêmaco Borba section fossil, and the
930 taphonomic features observation. Skeletal types, B = Bivalve, U = Univalve, M =
931 Multielement.

932

933 **Figure 1** – (A) Location map of the Paraná Basin in the south-american territory and (b)
934 chronostratigraphic location of the Paraná Supersequence during the Devonian in the
935 Paraná Basin, Brazil (modified from Milani et al., 1998, 2007).

936

937 **Figure 2** – Litostratigraphic framework and Sequence Stratigraphy recognized only in
938 surface in the study region at the Apucarana sub-Basin, Paraná Basin (information from
939 Bergamaschi, 1999; Bergamaschi and Pereira, 2001; Grahn et al., 2013).

940

941 **Figure 3** – (A) Location map of the Devonian beds in the study area and (B) of Tibagi
942 municipality in Paraná State.

943

944 **Figure 4** – Location map of the surface stratigraphic sections studied in the Paraná state
945 (A) and Tibagi municipality (B).

946

947 **Figure 5** – Lower portion of the Tibagi-Telêmaco Borba column section (after
948 Bergamaschi, 1999).

949

950 **Figure 6** – Upper portion of the Tibagi-Telêmaco Borba column section (after
951 Bergamaschi, 1999).

952

953 **Figure 7** – Tibagi-Alto do Amparo column section (from Bosetti and Horodyski, 2008).

954

955 **Figure 8** – Tibagi-Ventania column section.

956

957 **Figure 9** – Barreiro column section (from Horodyski et al., 2013).

958

959 **Figure 10** – Biostratigraphy for the entire Devonian fauna occurring in the Apucarana
960 sub-Basin, Paraná Basin. Part of the fauna described in this figure is not registered in
961 the studied sections. However, we chosen to include all species to show that abundance
962 and diversity is higher in Ponta Grossa Formation, and not only as part of the study here
963 analysed. The data for the vertical fauna distribution shown here are described in the
964 bibliographic references of the Material and Methods section.

965

966 **Figure 11** – Taphofacies here recognized, distributed through the bathymetric profile of
967 Paraná Basin during Devonian.

968

969 **Figure 12** – Taphofacies 3 – Middle to lower shoreface storm-dominated at the
970 boundary between sequences C and D (base of Sequence D) in the Tibagi-Telêmaco
971 Borba from Bergamaschi (1999). Note that at the basal portion of the drawn grid the
972 bioturbation index (BI) is high, and no fossil was found. In the upper portion of the grid,
973 the BI is low and *in situ* infaunal lingulids are recorded, associated to vertical
974 ichnofossils, and sometimes *Lingulichnus* isp. with the lingulid preserved at the top of
975 the structure. This occurrence suggests a post-burial escaping attempt after proximal
976 tempestites. The ichnofossils drawings in the basal part of the grid do not represent any
977 particular ichnogenera, only representing the high bioturbation.

978

979 **Figure 13** – Vertically distributed taphofacies in the Devonian depositional sequences
980 of Paraná Basin. The quantity of taphofacies described in this figure does not inform the
981 real number of identified taphofacies; which are only symbolically represented.

982

983 **Figure 14** – Fossils recorded in some taphofacies. (A) *Australospirifer iheringi* clusters
984 in taphofacies 4; (B) bivalve mollusc pavements in taphofacies 6; (C) *Schuchertella*
985 pavements in taphofacies 2; (D) mixed pavement of bivalve mollusks and brachiopods
986 of different sizes and densities in taphofacies 5; (E) homalonotid trilobite cephalon-
987 thorax in taphofacies 5; (F) *Orbiculoidea* and *Schuchertella* occurring in taphofacies 6;
988 (G) complete ophiuroid preserved in taphofacies 5; (H1) infaunal lingulids preserved at
989 the top of *Lingulichnus* (H2) in taphofacies 3.

Figure 1

[Click here to download high resolution image](#)

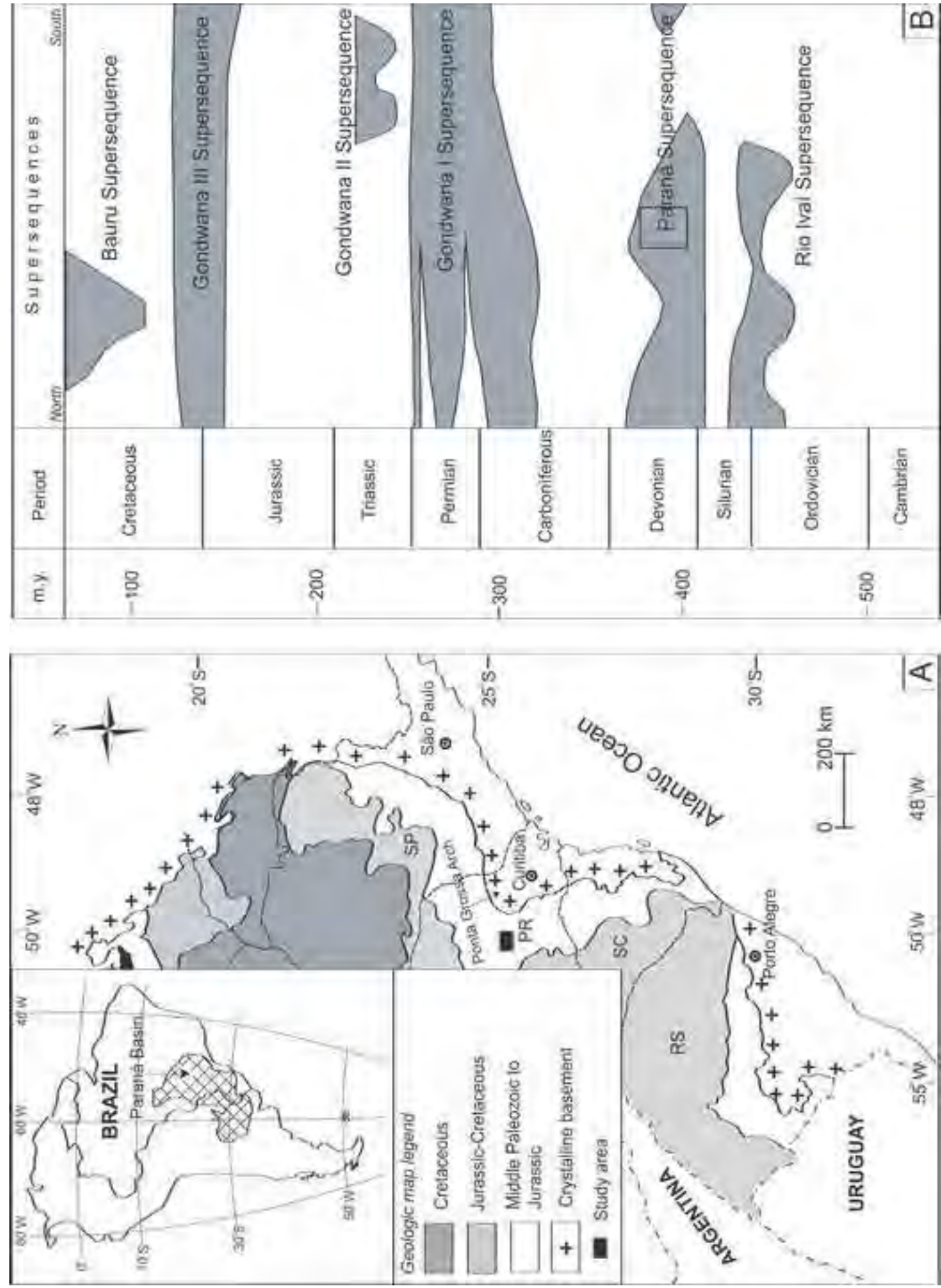


Figure 2
[Click here to download high resolution image](#)

Age	Litoestrati- graphy	Seq.	Seq. Strat
Early Givetian	São Domingos Formation	E	HST
			MFS
TST			
Eifelian		D	HST
			MFS
			TST
		C	LST
			HST
			MFS
Emsian		TST	HST
	MFS		
	TST		
Emsian	Tibagi Mb	LST	
	?	?	
Latest Pragian	Ponta Grossa Formation	B	HST
			MFS
			TST

Figure 3

[Click here to download high resolution image](#)

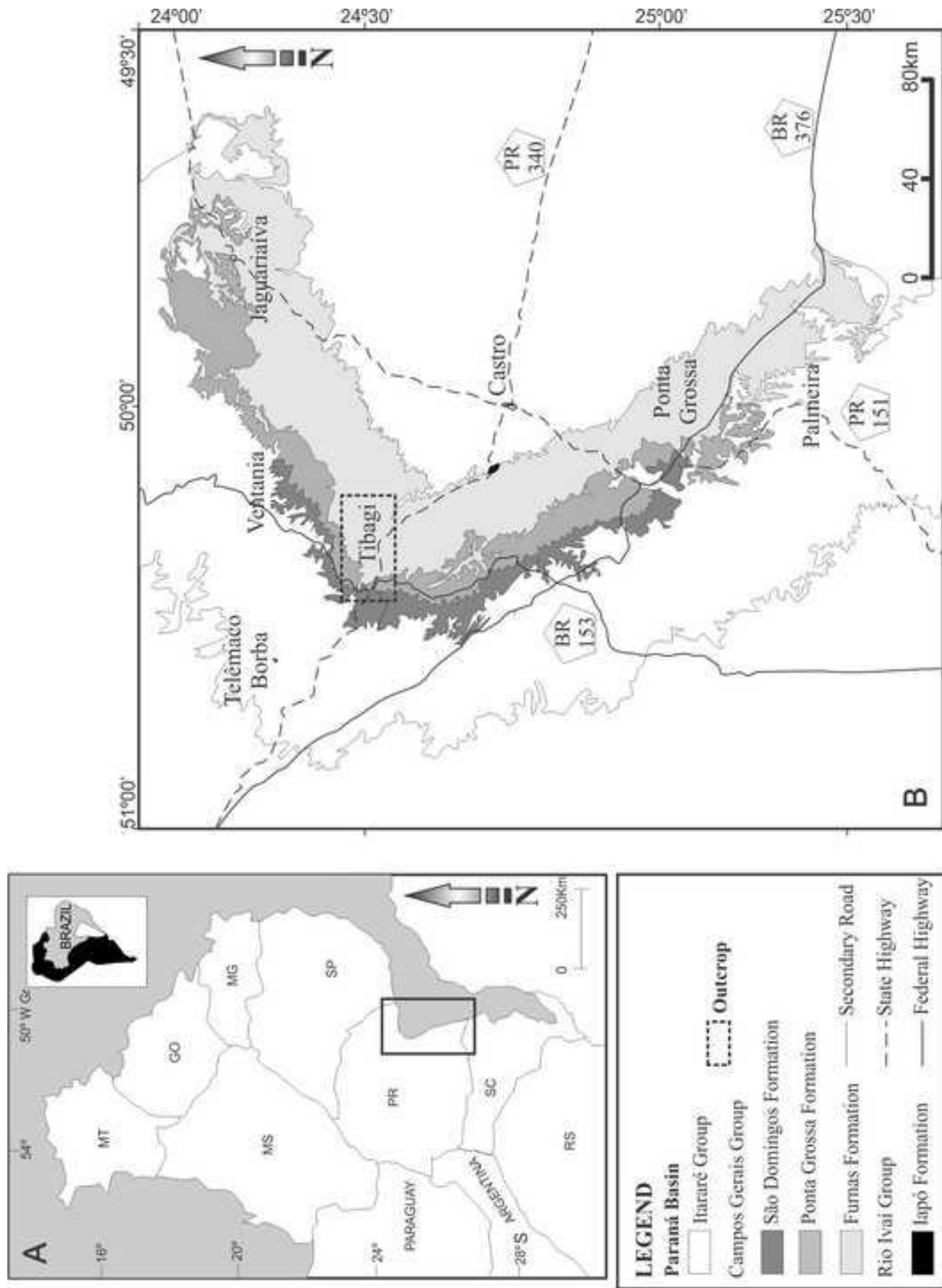


Figure 4
[Click here to download high resolution image](#)

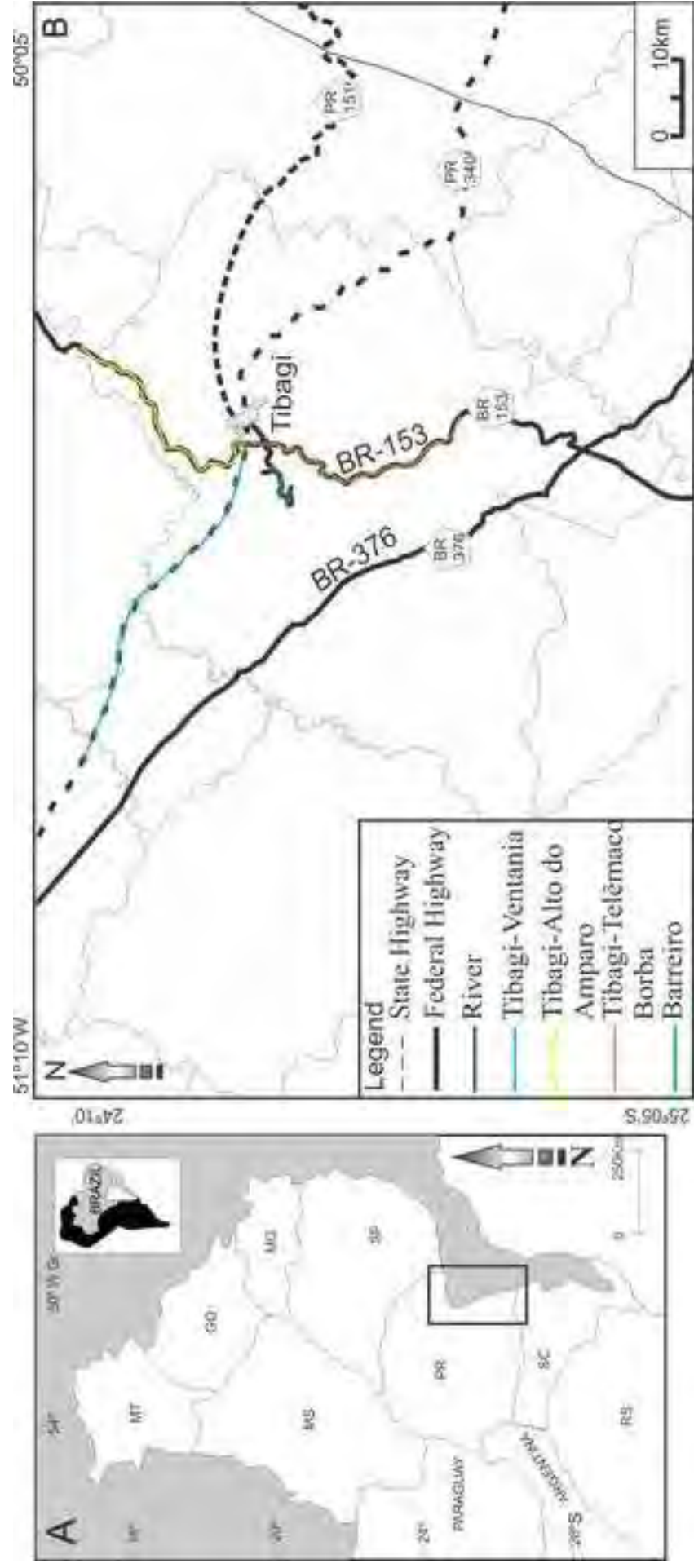


Figure 5
[Click here to download high resolution image](#)

TIBAGI - TELÊMACO BORBA SECTION

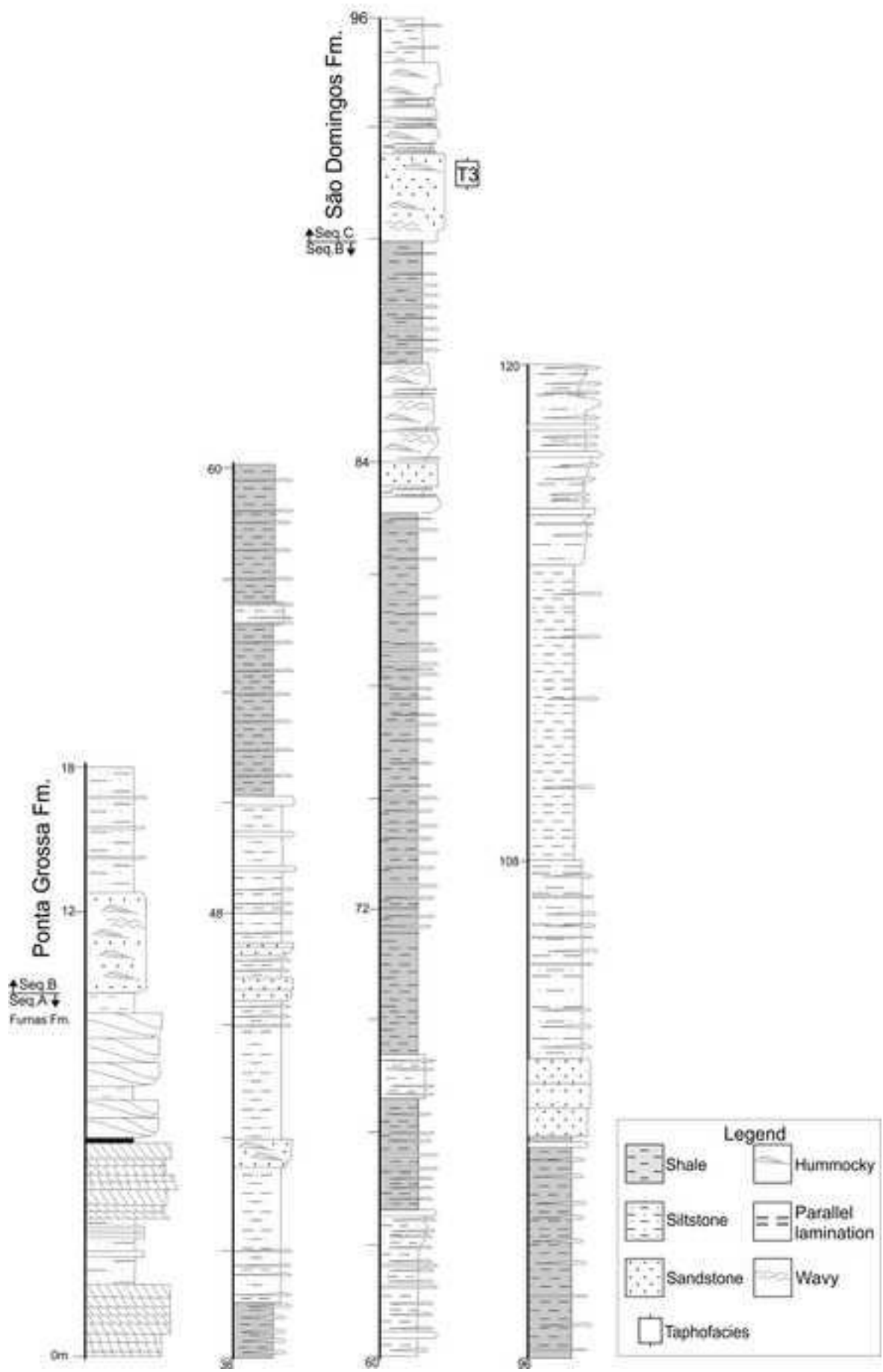


Figure 6
[Click here to download high resolution image](#)

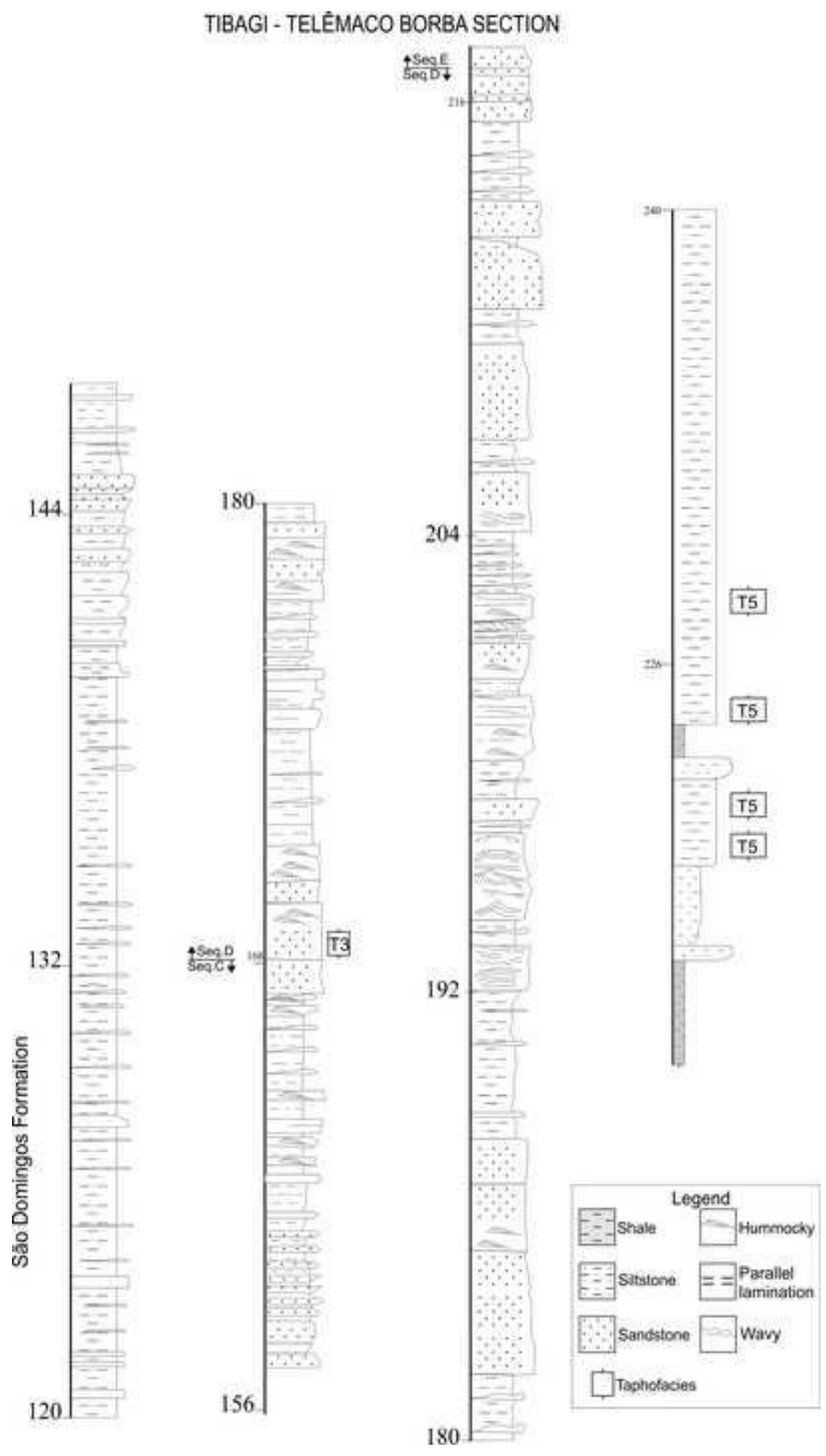


Figure 7
[Click here to download high resolution image](#)

TIBAGI - ALTO DO AMPARO SECTION

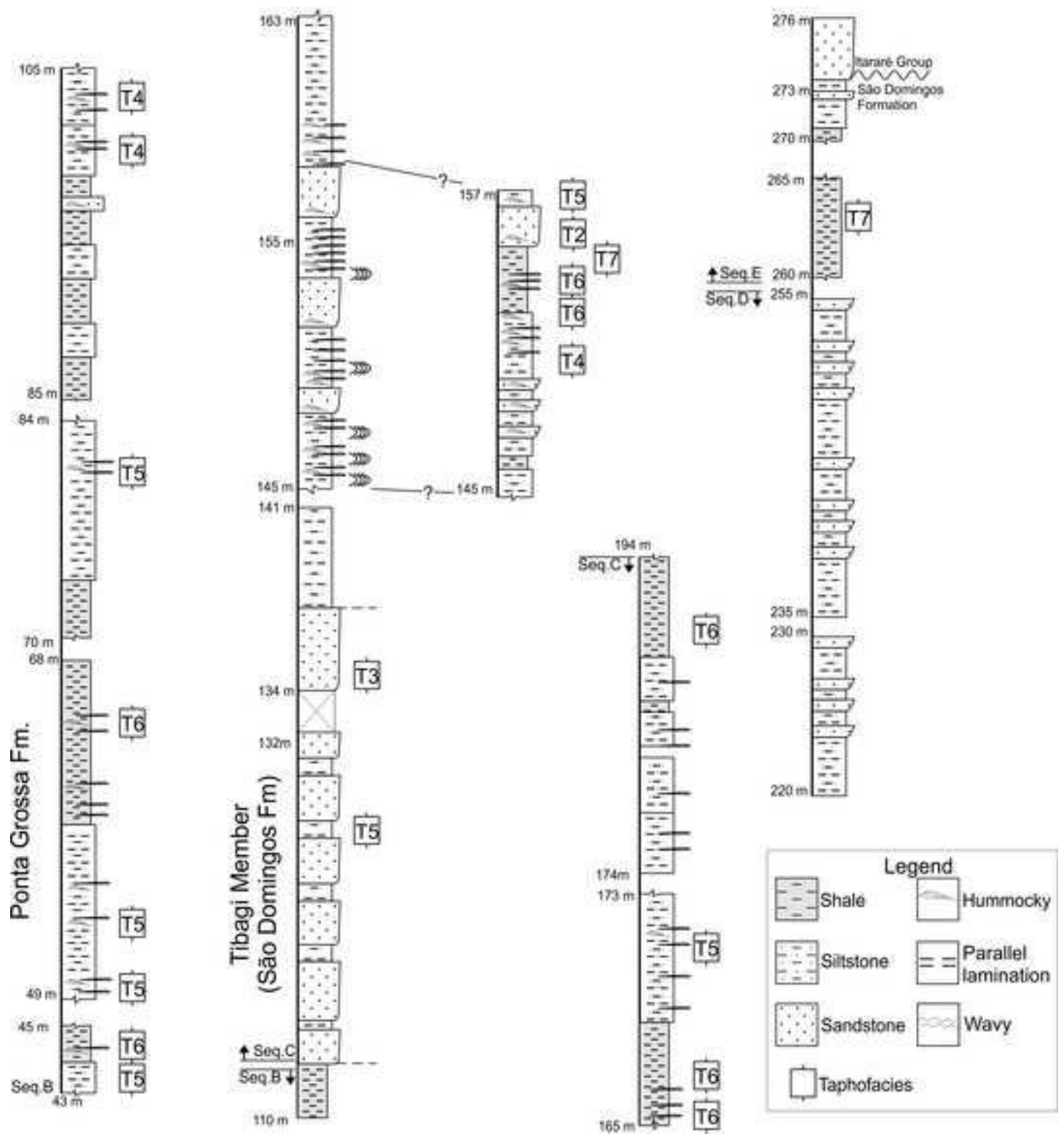


Figure 8
[Click here to download high resolution image](#)

TIBAGI - VENTANIA SECTION

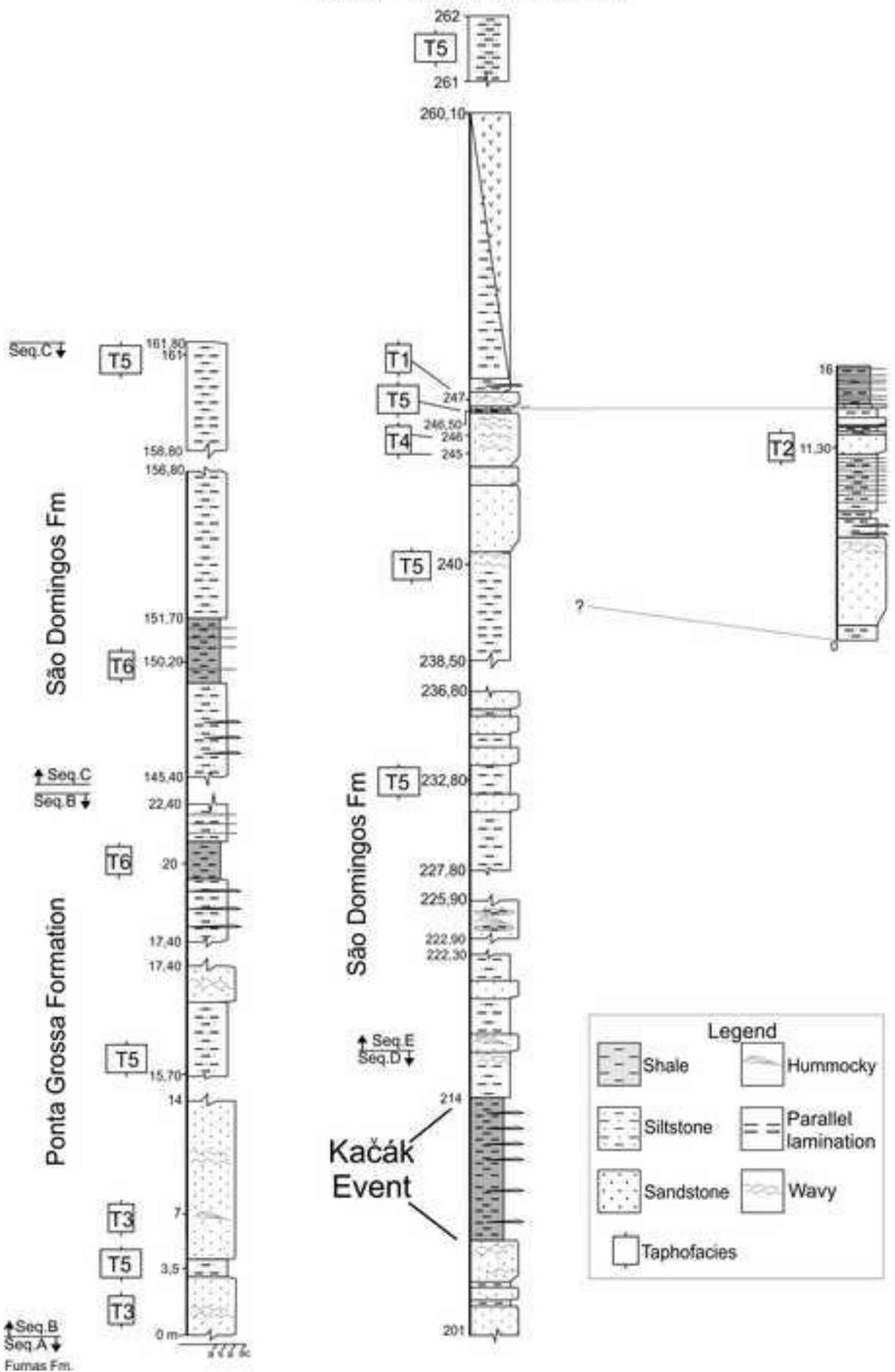


Figure 9

[Click here to download high resolution image](#)

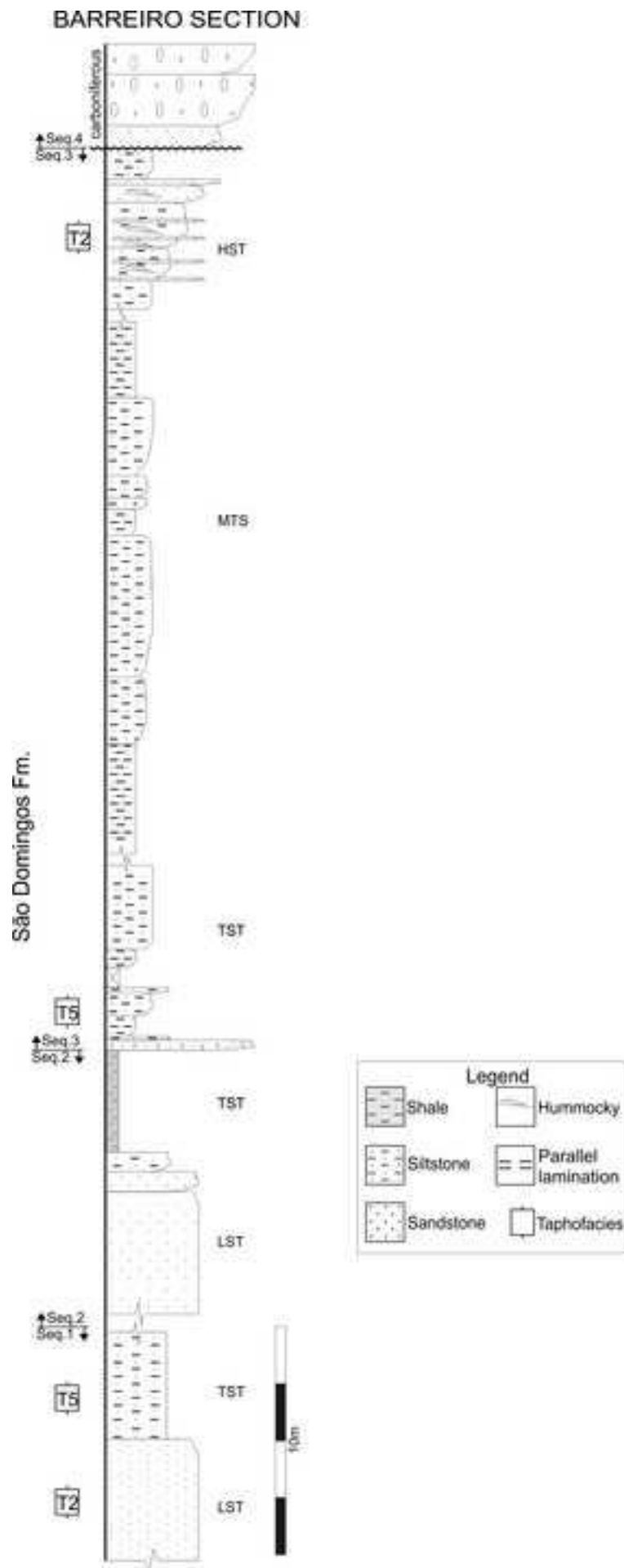


Figure 10
[Click here to download high resolution image](#)

Taxa	latest	early	late	Edetan	early
	Pragian	Emsian	Emsian		Greifen
	Forsta Grussa Fm.		Tiligi Mb.		São Domingos Fm.
Cyrtoneila bairi					
Marietella septata					
Coelocypria colima					
Australocypria parana					
A. conbairi					
A. kayserianus					
A. jeringi					
Australodrophia mesembria					
Notochoneiles falklandicus					
S. sulivani					
Stylocina sp.					
Notoceras sp.					
Szyroceres Jollus					
Myolites subequilis					
Bucanella italicissima					
Ptonata moosai					
Pleuronotaria (?) kayseri					
Platyceras affertypoi					
Bellerophon sp.					
Plectonotus falklandicus					
Actinopteria langeri					
Leptodesma australotica					
Pseudodipsa multioincta					
Cardiomorpha colossa					
Protina (?) epoca					
Palaeonello styra					
Palaeonello magnifica					
Modiolopsis abbreviata					
Modiomorpha scaphula					
Nuculites reedi					
Cyrtocardella silviana					
Christianus sp. B					
Laudonophalus multiberculatus					
Meredithinus sp. D					
Ophiocrinus stangeri					
Coelocrinus sp.					
Pachylastus ? sp.					
Palaeocystis pedri					
Australocystis langeri					
Paracalymene cuspidata					
P. pectus					
P. mendesi					
P. paratensis					
P. salamuni					
Metacryphaeus rotundatus					
Dalmanites gortzgeri					
T. Gamonediaspis aticola					
Phacopina brazilensis					
Acaste lombardi					
Tibagy parana					
Burmeisteria nobilis					
B. heriberti					
Szyroceres					
Lepidites roseni					
Calymene signifer					
Calymene subjevia					
Calymene rochisthina					
Psalidites paranaensis					
Sargocentrites lagoensis					
Enormaster ponsi					
Echinasterella darwini					
Crenatames amabilis					
Crenatames sp. A					
Lingulepis wagneri					
O. sordendenderi					
Gigediacina collis					
Tentaculites jacutus					
Orthoceras sp.					
Edmondia bokkeveldensis					
Edmondia brazilensis					
Nuculites pacatus					
Nuculites sturgeni					
Palaeonello sanctonisi					
Prothyris knodi					
A. antarcticus					
Dactylos whitsoni					
Australocoelia palmata					
Schuchertella agassizi					
Orbiculoides bairi					
O. excentrica					
Lingulana sp.					
Conularia quichua					
Paraconularia africana					
Tentaculites onstianus					
Nuculana viator					
M. australis					
Perthis paulana					
Platycystella africana					
Meredithinus sp. C					

Figure 11

[Click here to download high resolution image](#)

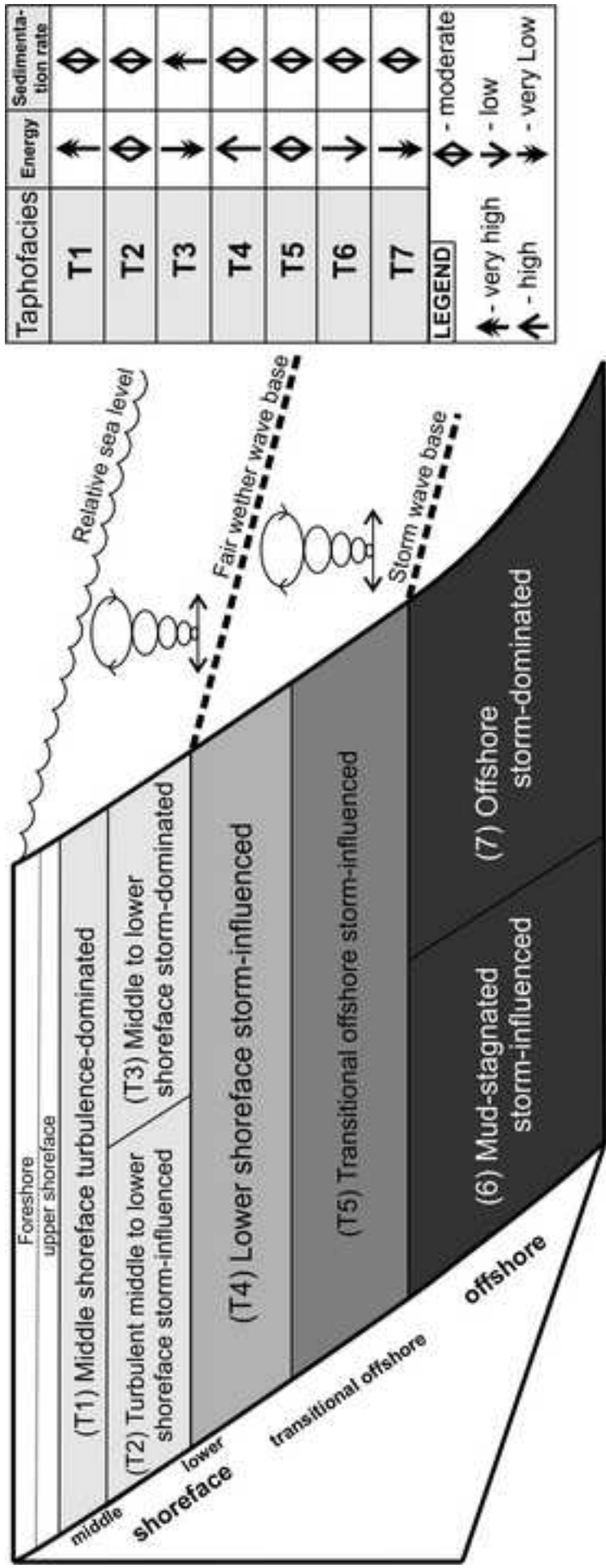


Figure 12
[Click here to download high resolution image](#)

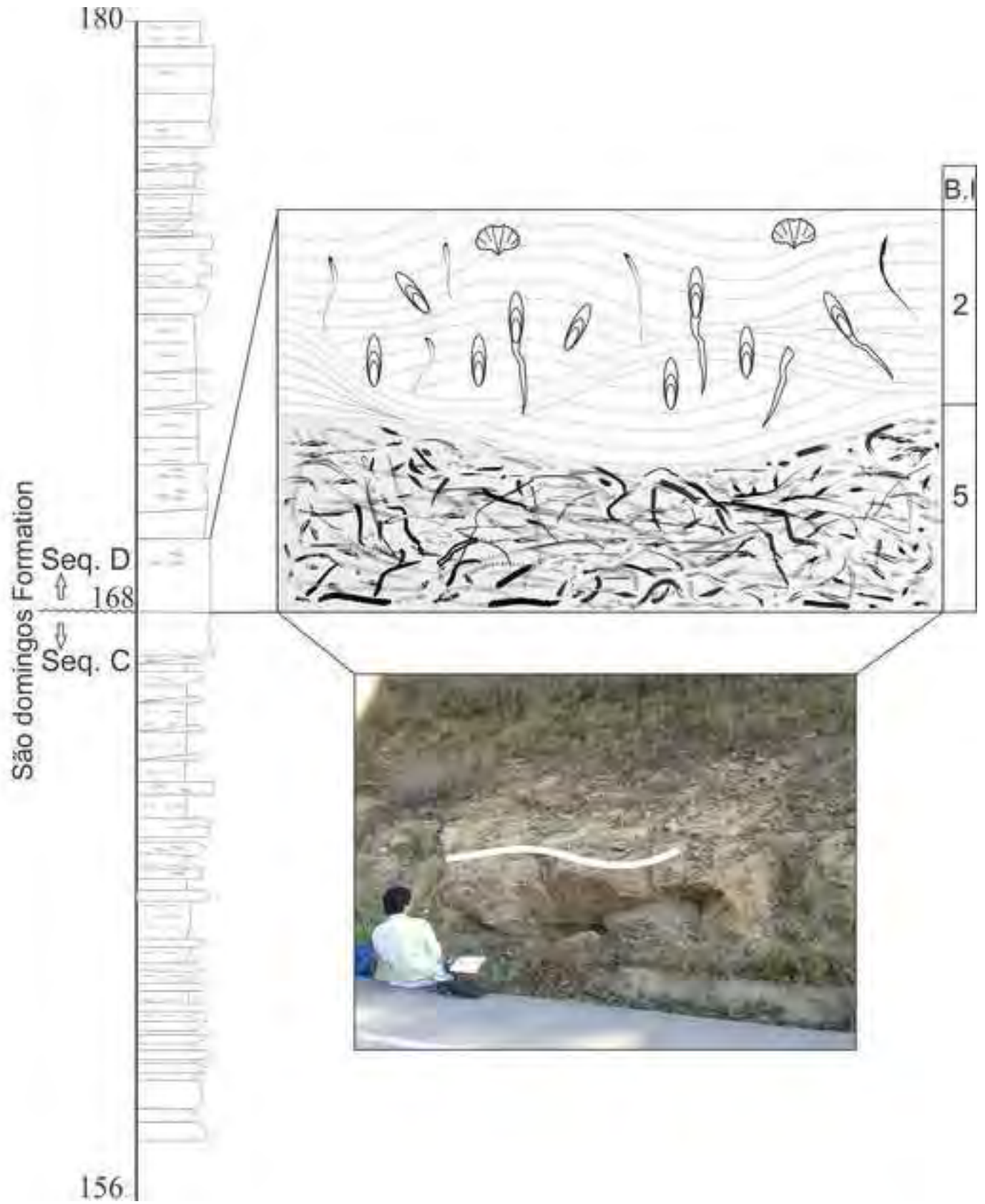


Figure 13
[Click here to download high resolution image](#)

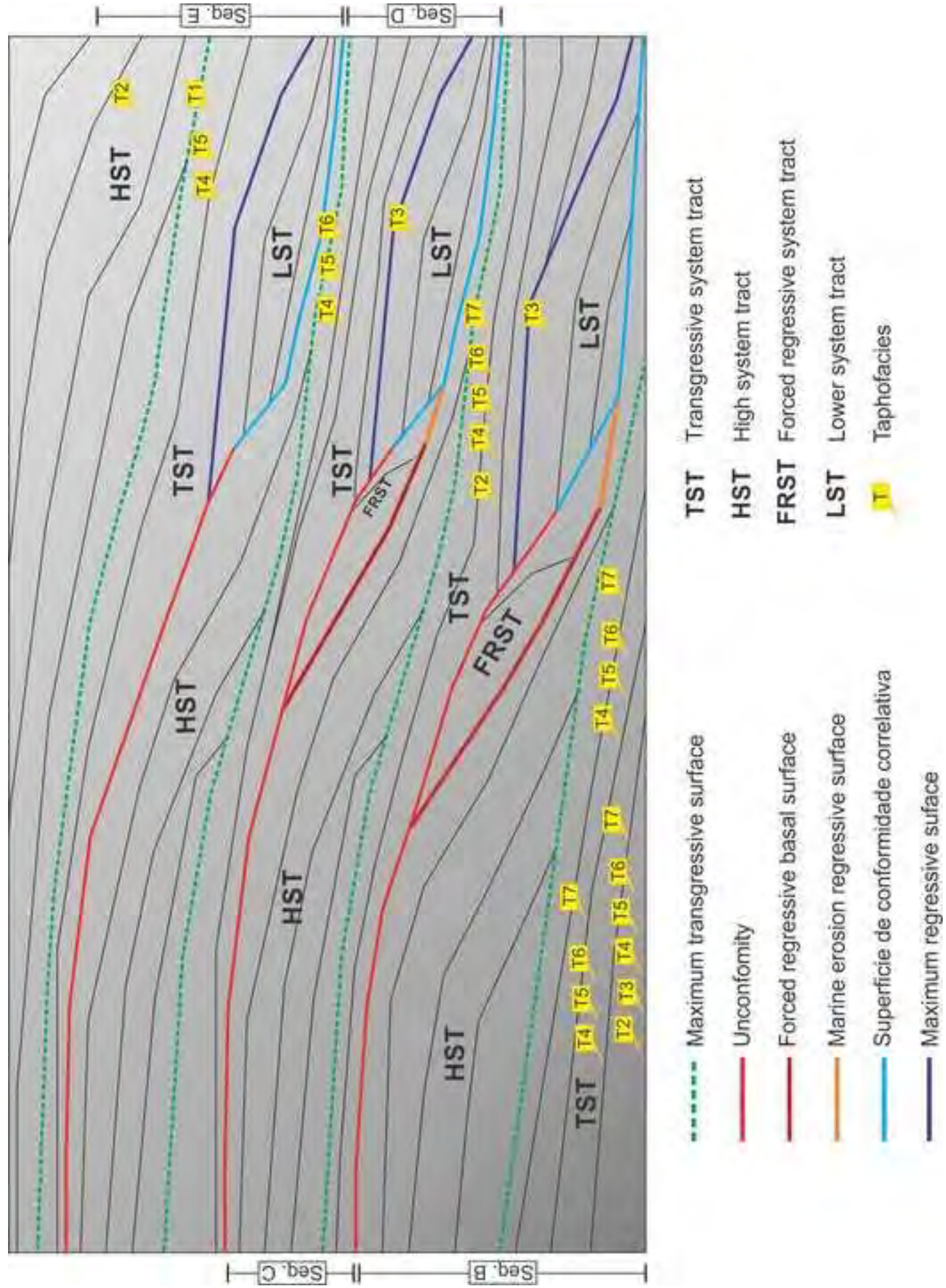


Figure 14
[Click here to download high resolution image](#)

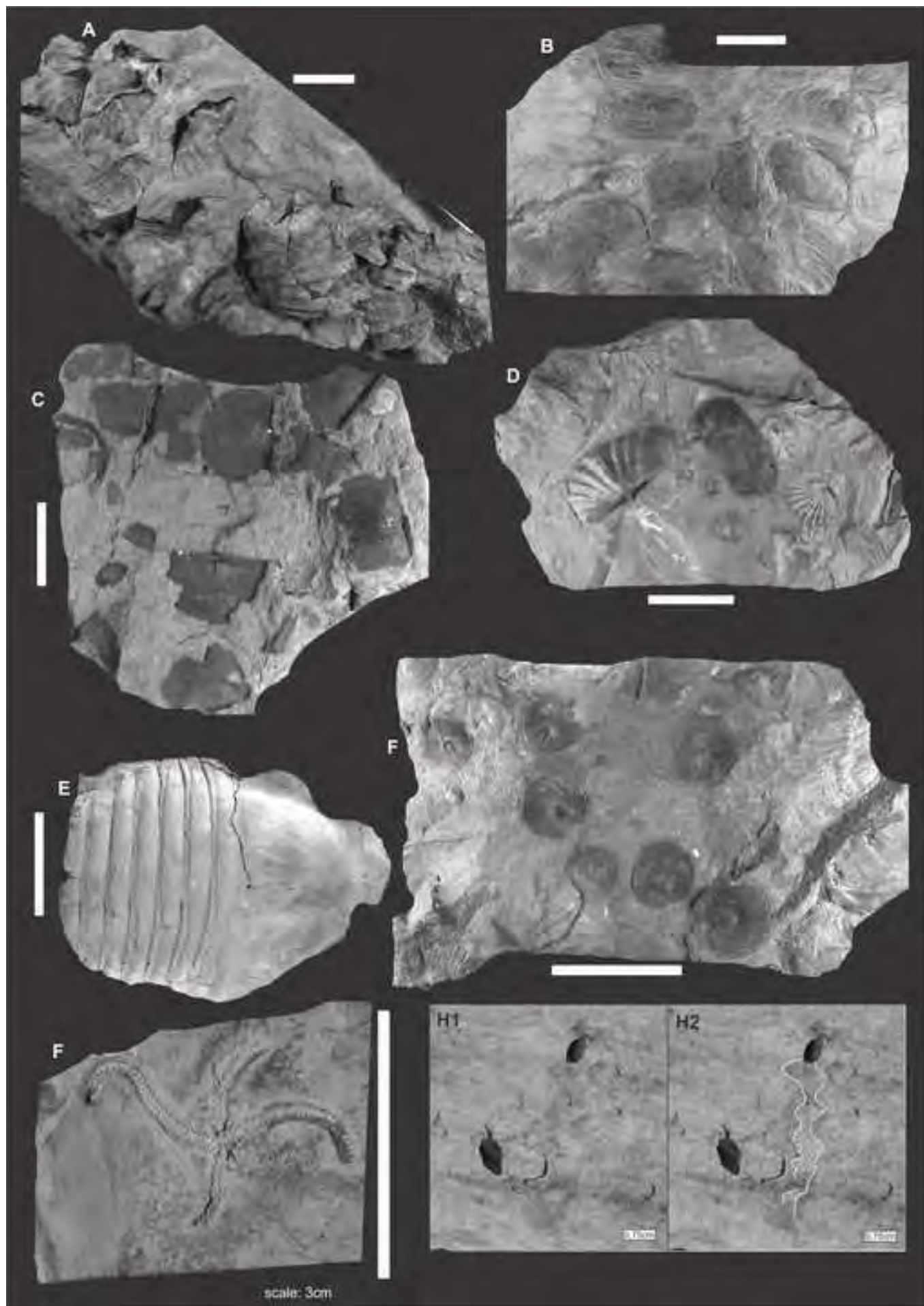


Table 1

[Click here to download Table: table 1.docx](#)

Tibagi-Ventania Section			
T	Level	Taxa	Taphonomic features
1	247m	-(T) Conulatae	Bioclasts very ripped, disarticulated, flattened and chaotically distributed in the matrix.
2	11,30m	-(B) <i>Schuchertella</i> sp., (B) <i>Australocoelia palmata</i> , (B) Infaunal Lingulids	Bioclasts disarticulated and parallel to the bedding plane. No fragmentation, corrosion, abrasion or bioerosion.
3	1m 7m	-(B) Infaunal Lingulids -(B) Infaunal Lingulids	Entire and articulated bioclasts, vertically positioned in the bedding plane.
4	245m to 246m	-(M) <i>Metacryphaeus australis</i> , (M) <i>Marettocrinus</i> aff. <i>M.</i> sp. C	Trilobites can occur in three distinct taphonomic classes: (a) entire, articulated and extended, parallel to the bedding plane; (b) thorax-pygidium articulated; and (c) isolated cephalons, thorax and pygidia. Crinoid bioclasts occur disarticulated, in the form of isolated columnals or small pluricolumnals.
5	3,5m	-(B) infaunal lingulids	Bivalve bioclasts are positioned parallel to the bedding plane, occurring a mixing of articulated and disarticulated valves. Univalve skeletons are entire and parallel to the bedding plane. Multielement skeletons: trilobites occur entire or with partial disarticulation (cephalons, thorax or pygidium); ophiuroids occur with partial disarticulation (isolated arms, or connected to the central disc) and parallel to the bedding plane; <i>Placocystella</i> occurs entire and parallel to the bedding plane; Crinoids occur very disarticulated, with only isolated columnals or pluricolumnals. Fragmentation, corrosion, abrasion or bioerosion of any kind are absent.
	15,70m	-(B) infaunal lingulids, (M) Calmonidae, (M) Ophiuroidea	
	161m	-(B) <i>Orbiculoidea</i> sp.(M) <i>Paulinites paranaensis</i>	
	232,80m	-(U) <i>Tentaculites</i> sp.	
	240m	-(U)? <i>Ctenoceras</i>	
	246,50m	-(M) <i>Metacryphaeus australis</i> , (M) <i>Calmonia</i> sp., (M) <i>Marettocrinus</i> aff. <i>M.</i> sp. C, (M) <i>Placocystella africana</i> , (B) <i>Derbyina whitiorum</i> , (B) <i>Australocoelia palmata</i>	
	261m	-(M) <i>Marettocrinus</i> aff. <i>M.</i> sp. C	
	20m	-(B) infaunal lingulids (B) <i>Orbiculoidea</i> sp., (B) <i>Lingulepis wagoneri</i> , (B)	Bivalve bioclasts are oriented parallel to the bedding plane. In the association there is a mixing of articulated and disarticulated

6	150,20m	<i>Edmondiasp.</i> -(B) <i>Edmondiasp.</i>	valves. Fragmentation, corrosion, abrasion and bioerosion are absent.
---	---------	---	---

Table 2

[Click here to download Table: table 2.docx](#)

Barreiro Section			
T	Level	Taxa	Taphonomic features
2	2,5m	-(B) <i>Australospirifer iheringe</i> , <i>Schuchertella cf. agassizzi</i> , <i>Orbiculoidea</i> sp.	Disarticulated bioclasts, positioned parallel to the bedding plane. No fragmentation, corrosion, abrasion and bioerosion.
6	7,5m	- (B) Infaunal Lingulids	The bioclasts are positioned parallel to the bedding plane. Articulated and disarticulated bioclasts are mixed in the association.
	24-30m	-(B) Infaunal Lingulids, <i>Nuculana</i> ? <i>viator</i> , <i>Derbyina whitiorum</i> , <i>Australocoelia palmata</i> , <i>Schuchertella cf. agassizzi</i> , Ostracoda indet., <i>Orbiculoidea baini</i> , <i>O. excentrica</i> , (T) <i>Conularia quichua</i> , <i>Paraconularia ulrichana</i> , (M) <i>Pennaia pauliana</i> . (U) ? <i>Ctenoceras</i>	Univalve skeletons are entire and parallel to the bedding plane. Multielement: trilobites occur entire or with partial disarticulation (cephalon, thorax or pygidia); the cnidarians are partially ripped and disarticulated. Fragmentation, corrosion, abrasion or bioerosion are absent from all skeletal types. There is the remarkable presence of <i>Phycosiphon</i> sp.

Table 3

[Click here to download Table: table 3.docx](#)

Tibagi- Alto do Amparo Section			
T	Level	Taxa	Taphonomic features
2	155m	-(U) <i>Tentaculites</i> sp., (B) <i>Orbiculoidea</i> sp.	Bivalve bioclasts entire, disarticulated and parallel to the bedding plane. Univalve skeletons entire, chaotically distributed and parallel to the bedding plane. No corrosion, abrasion or bioerosion is present.
3	134m	-(B) Infaunal Lingulids	Entire bioclasts, articulated, and vertically oriented in relation to the bedding plane.
4	104m to 102m 150m	-(B) <i>Australospirifer iheringi</i> - (B) <i>Australospirifer iheringi</i> , <i>Derbyina withiorun</i> , <i>Schuchertella</i> sp., <i>Australocoelia palmata</i> , <i>Australostrofia mesembria</i> , <i>Orbiculoidea</i> sp.; (M) Crinoidea, <i>Echinasterella</i>	Dense pavements of entire and articulated shells, associate to a few disarticulated. Fragmentation, corrosion, abrasion and bioerosion are absent. Crinoids are abundant and occur in the form of large pluricolumnals. <i>Echinasterella</i> is also abundant and complete. <i>Rosselia</i> isp. is present in the lower packet.
5	43m	-(B) infaunal lingulids, <i>Edmondia</i> sp.; (U) <i>Tentaculites</i> sp.	Bivalve bioclasts are oriented parallel to the bedding plane. A mixing of articulated and disarticulated valves occur in the assemblage. Bioerosion is present in some bivalve mollusks. The trilobites occur with partial disarticulation (thorax) and scolecodonts are completely disarticulated. Univalve skeletons are entire, and can occur isolated or clustered, with no preferential orientation. The bioclasts show neither corrosion nor abrasion.
	49m	-(B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Edmondia</i> sp.; (M) <i>Paulinites paranaensis</i>	
	53m	-(B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Schuchertella</i> sp., <i>Derbyina withiorun</i> , <i>Edmondia</i> sp., <i>Australospirifer</i> sp.; (M) <i>Paulinites paranaensis</i>	
	80m	-(B) infaunal lingulids	
	124m	-(B) <i>Schuchertella</i> sp., (M) Calmonidae	
	157m	-(B) <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Derbyina withiorun</i>	
6	170m	-(B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Australocoelia palmata</i> , <i>Derbyina withiorun</i> , <i>Edmondia</i> sp.; (M) Calmonidae, Homalonotidae; (U) <i>Tentaculites</i> sp.	Bivalve bioclasts are positioned parallel to the bedding plane. Articulated and disarticulated valves are mixed in the association. At 165m the lingulids are preserved in concretions. <i>Australospirifer</i> brachid are recorded in the 153 m level. Trilobites are very poorly preserved; sometimes occurring totally articulated or partially disarticulated (thorax or pygidium). The univalves occur dispersed, entire and
	45m	-(B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Derbyina withiorun</i> , <i>Australocoelia palmata</i> , <i>Edmondia</i> sp.; (M) Calmonidae; (U) <i>Tentaculites</i> sp.	
	65m	-(B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Edmondia</i> sp.	

	152m	- (B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp	parallel to the bedding plane. Fragmentation, corrosion, abrasion and bioerosion are absent. Some pebbles and <i>Australospirifer</i> brachiids occur in the 153m level. <i>Zoophycus</i> present between 152m and 153m.
	153m	- (B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Schuchertella</i> sp., <i>Edmondia</i> sp., <i>Australospirifer iheringe</i>	
	165m to 166m	- infaunal lingulids	
	189m	- (B) Infaunal lingulids; (M) <i>Paulinites paranaensis</i>	
7	154m	- (B) <i>Edmondia</i> sp.	Bivalves occur dispersed, entire, articulated with the valves closed, and oblique to parallel with the bedding plane. The univalves occur dispersed, entire and with no preferential orientation.
	263m	- (U) ? <i>Ctenoceras</i>	

Table 4

[Click here to download Table: table 4.docx](#)

Tibagi-Telêmaco Borba Section			
T	Level	Taxa	Taphonomic features
3	90m	-(B) Infaunal Lingulids	Bioclasts entire, articulated and vertically oriented in relation to the bedding plane. Vertical bioturbations, with the remarkable presence of <i>Lingulichnus</i> also occur.
	164m	-(B) Infaunal Lingulids	
5	230m	- (B) infaunal lingulids, <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Australocoelia palmata</i> , <i>Australospirifer antarcticus</i>	Bivalve bioclasts are entire and parallel to the bedding plane. Articulated and disarticulated bioclasts occur mixed in the association. Trilobites occur with partial disarticulation (thorax). Univalve bioclasts occur entire, dispersed and with no preferential orientation. The bioclasts show no fragmentation, corrosion or abrasion.
	225m	-(B) <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Australocoelia palmata</i> , (U) ?Ctenoceras	
	223m	- (B) <i>Orbiculoidea</i> sp., (M) <i>Pennaia pauliana</i>	
	222m	- (B) <i>Orbiculoidea</i> sp., (U) <i>Tentaculites</i> sp., ?Ctenoceras	

Parte III

Anexo das cartas de submissão dos artigos.

ONLINE MANUSCRIPT SUBMISSION AND PEER REVIEW

PALAIOS

Emphasizing the Impact of Life on Earth's History

[Home](#)

Manuscript #	14-021
Current Revision #	0
Submission Date	25th Feb 14 08:14:21
Current Stage	Initial QC Started
Title	MARINE INVERTEBRATE TAPHOFACIES CONTROLLED BY STORM AND WAVE BASE LEVEL (DEVONIAN OF THE APUCARANA SUB-BASIN, PARANÁ BASIN, BRAZIL)
Running Title	MARINE INVERTEBRATE TAPHOFACIES
Manuscript Type	RESEARCH ARTICLE
Special Section	N/A
Corresponding Author	Rodrigo Horodyski (Universidade Federal do Rio Grande do Sul)
Contributing Authors	Elvio Bosetti , Sandro Scheffler , Renato Ghilardi , Roberto Iannuzzi
Associate Editor	Not Assigned
Keywords	taphonomy, latest Pragjan to early Givetian, paleoenvironmental reconstitution, malvinokaffric fauna, Gondwana
Ethics statement agreement	Yes
Copyright Release Date	Not Received

Manuscript Items

1. Author Cover Letter [PDF \(9KB\)](#) [Small PDF \(12KB\)](#) [Source File \(DOCX\) 13KB](#)
2. Merged File containing manuscript text, 7 Figure files and 1 Table file. [PDF \(1153KB\)](#)
 - a. Article File [PDF \(194KB\)](#) [Small PDF \(145KB\)](#) [Source File \(DOCX\) 71KB](#)
 - b. Figure 1 [PDF \(84KB\)](#) [Small PDF \(73KB\)](#) [Source File \(JPG\) 522KB](#)
 - c. Figure 2 [PDF \(115KB\)](#) [Small PDF \(349KB\)](#) [Source File \(JPG\) 288KB](#)
 - d. Figure 3 [PDF \(179KB\)](#) [Small PDF \(492KB\)](#) [Source File \(JPG\) 1081KB](#)
 - e. Figure 4 [PDF \(167KB\)](#) [Small PDF \(138KB\)](#) [Source File \(JPG\) 1779KB](#)
 - f. Figure 5 [PDF \(135KB\)](#) [Small PDF \(111KB\)](#) [Source File \(JPG\) 1297KB](#)
 - g. Figure 6 [PDF \(113KB\)](#) [Small PDF \(288KB\)](#) [Source File \(JPG\) 300KB](#)
 - h. Figure 7 [PDF \(158KB\)](#) [Small PDF \(494KB\)](#) [Source File \(JPG\) 478KB](#)
 - i. Table 1 [PDF \(14KB\)](#) [Small PDF \(30KB\)](#) [Source File \(DOCX\) 15KB](#)

Manuscript Tasks

[Send Manuscript Correspondence](#)

[Check Status](#)

For assistance, please contact the editorial office. E-mail: [PALAIOS](#)
[Allen Press, Inc.](#) Copyright © [AllenTrack](#) by Allen Press, Inc.



Rodrigo Geo <rodrigo.geo@gmail.com>

Acknowledgement of receipt of your submitted article

1 mensagem

Palaeo-3 <palaeo-eo@elsevier.com>

24 de fevereiro de 2014 17:38

Para: rshorodyski@gmail.com, rodrigo.geo@gmail.com

Dear Dr. Horodyski,

Your submission entitled "CHARACTERISTICS OF LOWER-MIDDLE DEVONIAN STORM DEPOSITS OF SOUTHERN GONDWANA (PARANÁ STATE, BRAZIL)" 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

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“ANÁLISE TAFONÔMICA, BIOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DOS INVERTEBRADOS MARINHOS DA REGIÃO DE TIBAGI –PR) DEVONIANO INFERIOR E MÉDIO DA BACIA DO PARANÁ”

Área de Concentração: Paleontologia

Autora: RODRIGO SCALISE HORODYSKI

Orientador: Prof. Dr. Roberto Iannuzzi

Examinador: Prof. Dr. Renato Pirani Ghilardi

Data: 21/03/2014

Conceito: A

PARECER:

- Apresentação de boa do trabalho com presença de 3 tabelas científicas que relatam de forma concisa e real o trabalho desenvolvido pelo aluno.
- O trabalho apresenta pequenas falhas conceituais que não prejudicam a integridade de qualidade excelente do trabalho.

Lined area for text entry.

Assinatura:

[Handwritten signature]

Data:

21/3/2014

Ciente do Orientador:

[Handwritten signature]

Ciente do Aluno:

[Handwritten signature]

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"ANÁLISE TAFONÔMICA, BIOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DOS INVERTEBRADOS MARINHOS DA REGIÃO DE TIBAGI -PR) DEVONIANO INFERIOR E MÉDIO DA BACIA DO PARANÁ"

Área de Concentração: Paleontologia

Autora: RODRIGO SCALISE HORODYSKI

Orientador: Prof. Dr. Roberto Iannuzzi

Examinador: Prof. Dr. Antonio Carlos Sequeira Fernandes

Data: 21/03/14

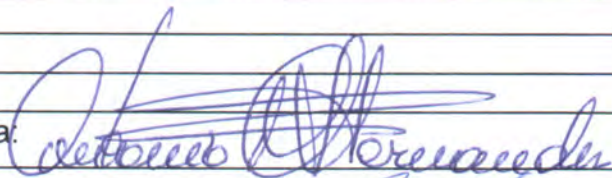
Conceito: A (EXCELENTE)

PARECER:

Trabalho muito bem executado que demonstra
força e capacidade do candidato de desen-
volver projetos de grande abrangência em-
volvendo atividades de campo, observa-
ções in loco e descrições detalhadas das
áreas em estudo. A tese encontra-se bem
elaborada tendo o candidato atingido
os objetivos propostos, resultando em
três artigos, sendo um já publicado,
em revistas interdisciplinares de grande
prestígio científica. O título, abrangente,
podia ter sido mais conciso, substitu-
do-se as "tafonômicas da região..." e o objeti-
vo geral melhor definido no texto. Estas

observações, submetendo, para afeição o
conceito geral dado à Tese, cuja elabora-
ção e trabalhos executados permitiram
claramente a indicação do grau de
doutor ao candidato.

Assinatura:



Data:

25/03/14

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:



ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**“ANÁLISE TAFONÔMICA, BIOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DOS
INVERTERBRADOS MARINHOS DA REGIÃO DE TIBAGI –PR) DEVONIANO
INFERIOR E MÉDIO DA BACIA DO PARANÁ”**

Área de Concentração: Paleontologia

Autora: **RODRIGO SCALISE HORODYSKI**

Orientador: Prof. Dr. Roberto Iannuzzi

Examinadora: Profa. Dra. Renata Guimarães Netto


Data: 21/03/2014

Conceito: A

PARECER:

Em anexo.

Lined area for text or notes.

Assinatura: 

Data: 21/03/2014

Ciente do Orientador: 

Ciente do Aluno: 

PARECER DE AVALIAÇÃO DE TESE DE DOUTORADO

Tese: *Análise tafonômica, bioestratigráfica e paleoambiental dos invertebrados marinhos da região de Tibagi – PR (Devoniano inferior e médio da bacia do Paraná)*

Autor: *Rodrigo Scalise Horodyski*

Programa: *Programa de Pós-graduação em Geociências UFRGS*

Avaliador: *Dra. Renata Guimarães Netto – PPGeo UNISINOS*

PARECER GERAL:

A tese aqui avaliada demonstra o forte empenho do aluno durante a realização de seu programa de doutoramento na busca de formação qualificada e no exercício da pesquisa autônoma. Trata-se de trabalho altamente qualificado, com conteúdo sólido bem caracterizado e discutido, onde as hipóteses de trabalho foram testadas dentro dos ditames das ciências históricas e a análise dos dados obtidos durante a pesquisa permitiram interpretações coerentes e bem embasadas, a partir da literatura especializada disponível. A apresentação dos principais resultados e suas respectivas análises na forma de três artigos bem embasados, um dos quais já publicado e os outros dois submetidos a periódicos de ampla abrangência e respeitados nas áreas em que o trabalho se insere atesta não só a qualidade do trabalho realizado, mas a maturidade do doutorando. Por essas razões, entendo que Rodrigo atingiu plenamente os objetivos do doutorado.

ASPECTOS ESPECÍFICOS:

a. Técnicos:

a.1 – Uso do termo *taxa* – desnecessário, pois já existe o equivalente em português: *táxons*.

a.2 – Uso de regras ortográficas antigas – apesar de não estarem fora de vigência, fica parecendo que o texto foi redigido há alguns anos atrás e não foi revisado. Por exemplo:

- ✓ seqüência (p. 13, 39, 40) não possui mais trema no u;
- ✓ Mesozóico (p. 21), amonóide (p. 29), blastóides, cistóides (p. 34), Paleozóico (p. 38), Paleozóica (p. 39), idéia (p. 47) não possuem mais acento no ditongo aberto

a.3 – Erros de digitação, falta/sobra de palavras e espaços, vírgulas desnecessárias após citações, acentos gráficos obsoletos, variação no tamanho da fonte, frases sem sentido – sugerem que a revisão final não foi tão cuidadosa quanto se espera de um trabalho que é o passaporte para o título de doutor, em especial num texto tão bem escrito. Exemplo de frases sem sentido:

- ✓ As justificativas para isso têm várias razões. (p. 24)
- ✓ Esta formação é bastante fossilífera, mas em comparação com a formação subjacente, é muito menor. (p. 29)
- ✓ Wavy of micro-hummocky structures are present. (p. 10 artigo 3)

a.4 – Uso do termo *habitat* – o termo correto em português é *hábitat*.

✓ Holz & Simões, 2004 (p. 32)

a.10 – O inglês do segundo artigo precisa ser ainda melhorado. É possível que o manuscrito, se recomendado para publicação, venha com a aceitação final condicionada a uma revisão consistente do inglês no que tange ao uso de palavras mais técnicas e de estilo mais aguçado. Pode acontecer também de os revisores ficarem limitados na apreciação dos manuscritos em função do estilo redacional adotado, que segue mais o inglês coloquial, ou de produção textual mais simples.

a.11 – Uso de bioturbations nos artigos – bioturbation é uma palavra que não aceita plural.

a.12 – A qualidade das ilustrações na tese em si está muito aquém daquilo que seria esperado. Mesmo que a tese seja em formato de artigos e que os mesmos contenham as ilustrações que os compõem, estas vieram com uma resolução de impressão baixa e as imagens, em sua maioria, em preto e branco. Poderia ter sido agregado material ilustrativo dos fósseis e icno-fósseis mais farto e com fotos de maior tamanho, para facilitar a visualização do que está dito no texto. Senti muita falta de fotos das rochas descritas nas tafofácies. Sem fotos, o leitor tem que confiar que as estruturas sedimentares descritas estão corretas e que os tipos de acúmulos são aqueles como relatados pelo autor.

b. Científicos:

b.1 – ... folhelhos [...], argilitos maciços ou **laminados** e siltitos, intercalados por pacotes arenosos ou lentes de areia, **com wavy ou estruturas do tipo hummocky**. (p. 28) – Há várias questões aqui.

- ✓ O que quis dizer com argilitos laminados? Se quis dizer que tem aspecto laminado = folhelhos. Se usou **laminado** com o sentido de laminação, argilitos se depositam por decantação e laminações são feições de processos trativos. Rever!
- ✓ Quem possui wavy ou “estruturas do tipo hummocky”, os pacotes ou lentes arenosas ou os argilitos e siltitos? Se os arenitos, OK. Mas cuidado! Wavy é um tipo de acamadamento, portanto a denominação correta é acamadamento wavy (ou ondulado, em português). E “estruturas do tipo hummocky” podem ser qualquer coisa que tenha concavidade ou convexidade como as de uma rede de dormir. Já a estrutura **sedimentar** é expressa pelo termo estratificação cruzada hummocky. Na p. 29, acamadamento wavy é usado de forma correta, mas “estruturas sedimentares do tipo hummocky”, está incorreto, assim como nas p. 41 e 42, nesta última mencionada apenas como “estrutura hummocky”. Na p. 50, por fim, é utilizada corretamente a terminologia estratificação cruzada hummocky.

b.2 – Na consideração final # 8 é dito que os dados do trabalho remetem ao entendimento que “a ação de ondas normais, de correntes e de ondas de tempestades foi responsável pela geração de grande parte do registro fóssil”. Bom, geração do registro fóssil significa geração dos acúmulos fossilíferos? Se sim, OK, mas, nesse caso seria uma assinatura indireta da ação desses processos deposicionais em ambientes onde os depósitos por eles gerados

trabalho de cunho essencialmente sedimentológico e estratigráfico. Contudo, não é do que se trata. Tafofácies deveria aparecer em algum lugar do título. Além disso, a bacia do Paraná, e em especial seu depocentro no Devoniano, não se localizam exatamente no Gondwana sul, e sim na porção oeste do Gondwana.

b.8 – A tafofácies 7, apresentada e discutida no terceiro artigo, é interpretada como *offshore* dominado por tormentas. Por definição, o *offshore* é a zona da plataforma onde o fundo não é mais afetado pela ação das ondas, mesmo as de tempestades. Então como justifica um *offshore* dominados por ondas de tempestades?

b.9 – Na tafofácies 2, terceiro artigo, está dito que ocorrem wavy bedding ou HCS e, ao final, diz que a tafofácies ocorre no LST na sequência 1 da seção de Barreiro. Ação de ondas como processo para gerar acúmulo fossilífero seriam esperadas no TST ou no HST (como assumido para essa tafofácies nas outras sessões), mas não no LST. Como explica isso?

b.10 – Na interpretação da tafofácies 3 no terceiro artigo, ao final (p. 10), é dito que a presença de bioturbação vertical e de *Lingulichnus* isp. indicaria uma tentativa da infauna em escapar da suposta turbulência que é assumida para a zona onde essa tafofácies se forma. Por que seria uma tentativa de escape? Por que não podem estar em seus habitats e estar refletindo seus nichos ecológicos?

b.11 – Artigo 3, tafofácies 4: “Vertical and horizontal bioturbation occur associated.” Associadas com que? Entre si? Com outros fósseis?

b.12 – Artigo 3, tafofácies 6: há uma interpretação de que a ação de ondas de tempestade no *offshore* é atestada pela presença de discretas lentes arenosas com seixos e habitantes de zonas rasas. Na verdade, essas feições atestam que houve ação de tormentas, mas não que as mesmas impactaram diretamente o *offshore*: elas são reflexo do impacto das ondas de tempestade no *shoreface* inferior. Lembra que no *offshore*, por definição, não há ação de ondas de nenhum tipo junto ao fundo.

b.13 – Artigo 3, conclusões (p. 21, linhas 518-19): “The data presented here indicate the fair-weather waves, currents and storm waves were the main responsible for a large part of the fossil preservation.” Responsável pela **preservação** dos fósseis ou pelo seu **acúmulo**?

COMENTÁRIO FINAL

Feita minha avaliação, parabênizo ao doutorando e ao orientador pelo trabalho realizado, o qual certamente configurará uma excelente contribuição para a paleontologia brasileira.



Renata G. Netto
Porto Alegre, 21/03/2014

