

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

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E TAFONOMIA DE MESOSAURIDAE E  
PYGOCEPHALOMORPHA DA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO INFERIOR) NO  
RIO GRANDE DO SUL**

**PEDRO LUIS AMMON XAVIER**

**ORIENTADOR – Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz**

**Porto Alegre – 2017**

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

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E TAFONOMIA DE MESOSAURIDAE E  
PYGOCEPHALOMORPHA DA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO INFERIOR) NO  
RIO GRANDE DO SUL**

**PEDRO LUIS AMMON XAVIER**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Michael Holz – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina – Escola Politécnica, Universidade do Vale  
do Rio dos Sinos

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer – Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do Título de  
Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2017

## CIP - Catalogação na Publicação

Xavier, Pedro Luis  
Estratigrafia de sequências e tafonomia de  
Mesosauridae e Pygocephalomorpha da Formação Irati  
(Permiano Inferior) no Rio Grande do Sul / Pedro  
Luis Xavier. -- 2017.  
125 f.  
Orientador: Cesar Leandro Schultz.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,  
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto  
Alegre, BR-RS, 2017.

1. Estratigrafia de sequências. 2. Tafonomia. 3.  
Rampas carbonáticas. 4. Mesosauridae. 5.  
Pygocephalomorpha. I. Schultz, Cesar Leandro,  
orient. II. Título.

*After sleeping through a hundred million centuries we have finally opened our eyes on a sumptuous planet, sparkling with color, bountiful with life. Within decades we must close our eyes again. Isn't it a noble, an enlightened way of spending our brief time in the sun, to work at understanding the universe and how we have come to wake up in it?*

Richard Dawkins

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe, Giselle Noceti Ammon Xavier, e ao meu pai, Pedro Xavier Neto. A ele, que me mostrou o quanto se podem aproveitar as pequenas coisas da vida, e deixar que elas te façam feliz. E a ela, que me mostrou em primeira mão que é possível, sim, fazer da tua vida, um sonho.

A meus avós, que me deram todo o apoio e amor que podiam, e sempre acreditaram em mim. Aos meus irmãos, e demais familiares.

Devo um agradecimento especial ao meu orientador, Cesar Schultz, que sempre me atendeu prontamente todas as vezes que precisei. Também a Aurélio Fagundes, grande companheiro de testemunhos. Outro agradecimento especial novamente ao Bruno Horn, que me dedicou muitas horas, e fé, sendo decisivo em toda a minha carreira acadêmica até agora. Devo mais um agradecimento especial à Dra. Ana Santana, e ao Professor Gerson Terra, os quais imensamente me ajudaram nas interpretações das rochas carbonáticas. E por fim, aos professores Marina Bento Soares, Karin Goldberg, e Luiz Fernando De Ros.

Agradeço aos funcionários da CPRM, Ana Claudia Viero, Alexandre, Murilo, e Zanetti, os quais tornaram possível a descrição dos testemunhos. E devo um agradecimento especial ao Prof. Felipe Guadagnin e a Sissa Kumaira, pela grande ajuda, companhia, e conversas durante o período de coleta de dados.

Obrigado também às minhas “irmãs de aluguel”, Laryssa e Monique, que geraram inúmeros bons momentos, e transformaram o que seriam momentos ruins em bons por sua mera presença. Também agradeço ao Matheus Battisti, Matheus Alves, e Érika, amigos e companheiros pelos dias em Porto Alegre.

Finalmente, um agradecimento especial a meus grandes amigos Rodrigo, e Eduardo Graeff. Ao primeiro, por estar sempre comigo, do início ao fim, em tudo. E ao segundo, pelo apoio e incentivo sempre presentes nos momentos mais difíceis destes últimos anos, e companheirismo e amizade inabalável nos momentos felizes, sem o qual esta dissertação não teria sido concluída.

## RESUMO

A Formação Irati (Permiano Inferior) é o registro sedimentar de uma rampa mista carbonática-siliciclástica e dominada por tempestades, em um mar epeírico amplo, raso e restrito, o Mar Whitehill-Irati. Este mar se estendia pelo sudoeste do Gondwana durante o Eopermiano (Kunguriano), abrigava uma macrofauna contendo peixes paleonisciformes, répteis mesossaurídeos, e crustáceos pigocefalomorfos, os quais são hoje achados como fósseis em folhelhos betuminosos e não-betuminosos, pelitos, e carbonatos intercalados. A Formação é dividida no Membro Taquaral, sotoposto, e Assistência, sobreposto, e sua sucessão litológica aflora do meio ao sul do Brasil, ao longo da margem leste da Bacia do Paraná, uma bacia intracratônica. No estado do Rio Grande do Sul, o conhecido afloramento Passo do São Borja contém mesossaurídeos, pigocefalomorfos, e subordinadamente paleonisciformes em densas concentrações ocorrendo em meio a tempestitos carbonáticos, e que foram interpretadas como eventos de mortalidade em massa causados por tempestades. Com o objetivo de melhor compreender a distribuição e modo de ocorrência destes fósseis dentro da formação nesta região, o presente estudo descreve o afloramento Passo do São Borja e cinco novos locais, junto de 11 testemunhos de sondagem do intervalo completo do Irati sob a ótica de análise de fácies e da estratigrafia de seqüências. Os resultados permitiram o reconhecimento de três seqüências de quarta-ordem dentro da Formação denominadas *Irati Sequences* 1, 2, e 3 (IS1, IS2, IS3). A IS1 é quase coincidente ao Membro Taquaral, enquanto a IS2 e a IS3 são quase correspondentes ao Membro Assistência. Um trato de sistemas de nível baixo (TSNB) foi reconhecido nas duas seqüências superiores, e o limite de seqüência da IS2 foi interpretado como coincidente a um limite de seqüência de terceira-ordem. Concentrações de mesossaurídeos e pigocefalomorfos ocorrem apenas na IS3. Ocorrências e concentrações fósseis se mostraram fortemente controladas por fácies e estratigrafia de seqüências. Fósseis de peixes paleonisciformes são consideravelmente mais comuns no trato de sistemas de nível alto inicial (TSNA) da IS2 e IS3, como resultado de um equilíbrio no aporte sedimentar. Pigocefalomorfos ocorrem compondo intraclastos, concentrados em *grainstones* de tempestitos proximais do TSNB da IS3, e são o resultado de eventos de mortalidade em massa mais o aporte bioclástico do dia-a-dia aumentados pela formação de *firmgrounds* (concentração hiatal) e subsequente retrabalhamento por tempestades. Mesossaurídeos são também encontrados nos *grainstones* de tempestitos do TSNB, mas em testemunhos foram achados principalmente em tempestitos distais do trato de sistemas transgressivo (TST), ficando mais comuns em direção à superfície transgressiva máxima (STM). Sua acumulação é também o resultado de mortalidade em massa e sedimentação de fundo, aumentadas por omissão de sedimento (concentração hiatal) em um TST com pouquíssimo aporte sedimentar (bacia faminta, culminando com uma seção condensada próxima à STM), e subsequente retrabalhamento sedimentar.

Palavras-chave: Formação Irati. Mesosaurídeo. Pigocefalomorfo. Estratigrafia de seqüências. Tafonomia.

---

XAVIER, Pedro Luis Ammon. **Estratigrafia de seqüências e tafonomia de *Mesosauridae* e *Pygocephalomorpha* da Formação Irati (Permiano Inferior) no Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2017. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geociências – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.

## ABSTRACT

The Lower Permian Irati Formation records sedimentation of a mixed carbonate-siliciclastic, storm-dominated ramp in a restricted, wide and shallow epeiric sea, the Whitehill-Irati Sea. This sea extended over southwestern Gondwana during the Early Permian (Kungurian), and hosted a macrofauna containing paleonisciform fish, mesosaurid reptiles, and pygocephalomorph crustaceans, which are now found as fossils in interleaved bituminous and non-bituminous shales, mudstones and carbonate rocks. The Formation is divided in the underlying Taquaral Member, and the overlying Assistência Member, and its rock succession crops out from middle to south Brazil, along the eastern border of the intracratonic Paraná Basin. In the Rio Grande do Sul state, the well-known Passo do São Borja outcrop contains mesosaurids, pygocephalomorphs, and subordinated paleonisciforms in dense concentrations occurring within carbonate tempestites, which were interpreted as mass mortality events caused by storms. Aiming to better understand the distribution and mode of occurrence of the fossils within the formation in this region, the present study describes the Passo do São Borja and five new locations, alongside 11 boreholes of the complete Irati interval under the optics of facies analysis and sequence stratigraphy. Results allowed the recognition of 3 fourth-order sequences within the Formation, termed Irati Sequences 1, 2, and 3 (IS1, IS2, IS3). IS1 is closely coincident to the Taquaral Member, as the IS2 and IS3 are to the Assistência Member. A lowstand system tract (LST) was recognized in the upper two sequences, and the sequence boundary of IS2 was interpreted as coincident to a third-order sequence boundary. Mesosaurid and pygocephalomorph concentrations occur only at the IS3. Fossil occurrences and concentration were found to be strongly controlled by facies and sequence stratigraphy. Paleonisciform fish fossils are considerably more common at the early highstand systems tract (HST) of IS2 and IS3, result of a sedimentation rate balance. Pygocephalomorphs occur composing intraclasts, concentrated in grainstone proximal tempestites of the LST of IS3, and are the result of mass mortality events and background bioclastic input, enhanced by firmground formation (hiatal concentration) and subsequent storm reworking. Mesosaurids are also concentrated in grainstone tempestites of the LST, but in cores were mostly found in distal tempestites of the transgressive systems tract (TST), becoming more common towards the maximum transgressive surface (MTS). Their accumulation is also the result of mass mortality and background sedimentation, enhanced by sediment omission (hiatal concentration) of a severely sediment starved TST (culminating in a condensed section near the MTS), and subsequent storm reworking.

Keywords: Irati Formation. Mesosaurid. Pygocephalomorph. Sequence stratigraphy. Taphonomy.

---

XAVIER, Pedro Luis Ammon. **Estratigrafia de sequências e tafonomia de *Mesosauridae* e *Pygocephalomorpha* da Formação Irati (Permiano Inferior) no Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2017. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geociências – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.** Ilustrações de Blackwelder (1909), à esquerda, e Grabau (1936), à direita, mostrando sua concepção de unidades deposicionais limitadas por discordâncias. .... 13
- Figura 2.** Sequências de Sloss (1963; esq.) e diagrama cronoestratigráfico de Wheeler (1958; dir.)..... 14
- Figura 3.** Definições básicas da estratigrafia de sequências. Eustasia, nível relativo do mar, espaço de acomodação. Modificado de Posamentier, Jervey & Vail (1988). .... 15
- Figura 4.** “Curva de Vail” (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977) mostrando propostas de variações estáticas globais de primeira e segunda ordens. .... 16
- Figura 5.** Interação entre eustasia e subsidência, de modo a gerar taxa de criação de espaço de acomodação. Modificado de Posamentier, Jervey & Vail (1988). .... 17
- Figura 6.** Padrões de empilhamento de pequenos ciclos prográdantes (parasequências). Modificado de Posamentier, Jervey & Vail (1988). .... 18
- Figura 7.** Interação da variação do nível de base com o suprimento sedimentar, de modo a gerar regressões forçada e normal, e transgressões. Linhas vermelhas indicam regressão normal. Modificado de Catuneanu (2006) ..... 19
- Figura 8.** Figura representando um ciclo completo de descida e posterior subida do nível de base formando uma sequência deposicional. Estão indicadas as superfícies significativas, e geometria e evolução dos tratos de sistemas. Modificado de Catuneanu (2006). .... 20
- Figura 9.** Figura esquematizando os diferentes tipos de sequência, seus limites, e diferentes nomes para os tratos de sistema. Modificado de Catuneanu (2006). .... 23
- Figura 10.** Figura exemplificando os três modelos idealizados de morfologias de plataformas. Modificado de James, Kendall & Pufahl (2010). .... 25
- Figura 11.** Divisão de ambientes de uma rampa carbonática. Modificado de Burchette & Wright (1992). .... 25
- Figura 12.** Tratos de sistema em uma rampa carbonática homoclinal, com considerável aumento vertical, e um trato de sistemas de mar alto bem desenvolvido. Modificado de Bosence & Wilson (2003). .... 27
- Figura 13.** Tafofácies e acumulações esqueletais em uma seção de 10 m do Devoniano Médio do estado de Nova Iorque. **(A, B)** Depósitos do TST logo acima do



LS; intenso retrabalhamento por pouco espaço de acomodação e ravinamento por ondas na superfície transgressiva (ST; atualmente referida por SRM). **(C)** Depósitos do TSNAI (inicial); baixa energia, piritização. **(D)** horizonte condensado da “camada precursora” (CP); marca o começo de uma queda rápida no nível de base, com consequente erosão e formação de um *lag* basal. **(E)** TSNAF (final); alta agradação e bioturbação; fósseis isolados mas tipicamente bem preservados; tempestitos tornam-se mais comuns. **(F)** Topo regressivo; arenitos com conchas e ECH. Modificado de Brett (1995). .....29

**Figura 14.** Perfil estratigráfico da Formação Sundance no flanco leste da Bacia Bighorn, Wyoming. Modificado de McMullen *et al.* (2014). .....30

**Figura 15.** Localização da Bacia do Paraná na América do Sul, e detalhe de suas unidades pertencentes aflorantes no Rio Grande do Sul. Retirado de Horn (2010). .....32

**Figura 16.** Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, ressaltando a Supersequência Gondwana I, da qual faz parte o Grupo Passa Dois, e a Formação Irati. Modificado de Milani *et al.* (2007). .....34

**Figura 17.** Detalhe da Supersequência Gondwana I, destacando a posição da Formação Irati. Modificado de Milani *et al.* (2007). .....35

**Figura 18.** Faixa aflorante do Grupo Passa Dois no Brasil. Modificado de Soares (2003). .....35

**Figura 19.** Modelo deposicional de rampa carbonática homoclinal para a Formação Irati. Retirado de Araújo (2001). .....37

**Figura 20.** Esquematisação de produtos deposicionais e seus processos inferidos para a Formação Irati. Retirado de Araújo (2001). .....37

**Figura 21.** Curvas de variação de vários parâmetros físicos e geoquímicos em relação à curva de taxa de variação relativa do nível do mar. Retirado de Araújo (2001). .....40

**Figura 22.** Mapa paleogeográfico do Mar Whitehill-Irati e inferido efeito do orógeno na margem do continente. Retirado de Araújo (2001). .....42

**Figura 23.** Posicionamento aproximado dos cinturões climáticos influenciando a sedimentação no Mar Whitehill-Irati. São relacionados atributos sedimentares possível significado paleoclimático. Retirado de Araújo (2001). .....43

**Figura 24.** (Página anterior e continuação) Figura ilustrando seções transversais idealizadas do Mar Whitehill-Irati, mostrando a relação entre diferentes fácies e os processos que influenciaram a formação das tafocenoses de mesossaurídeos. Notar

o desenvolvimento de fácies carbonáticas nas zonas marginais do litoral (incluindo estromatólitos e areias bioclásticas) em contraste com a predominância de depósitos siliciclásticos nas áreas de costa-afora. A até E sequenciam a geração de tafofácies ao longo do tempo. Tafofácies 1 (TF1) – zona de tempestito proximal; Tafofácies 2 (TF2) – zona de tempestito distal; Tafofácies 3 (TF3) – não há geração de tempestito. Retirado de Soares (1996).....46

**Figura 25.** Modelo tafonômico conceitual para crustáceos pigocefalomorfos. Desarticulação e fragmentação da carapaça em função da energia (turbulência) do meio, e do modo de transporte (sedimentação) das partículas pelo fluxo. Retirado de Matos, Pretto & Simões (2003). .....47

**Figura 26.** Desenho esquemático, apontando algumas das principais características diagnósticas entre os três táxons válidos de Mesosauridae. Acima, *Brazilosaurus*; no centro, *Stereosternum*; abaixo, *Mesosaurus*. Fonte: retirado de Pretto (2012). .....48

**Figura 27.** Reconstrução da anatomia de crustáceo pigocefalomorfo, com base em Adami-Rodrigues & Pinto, 2000). Abreviações: I, cefalotórax; II, abdômen; 1, antênulas; 2, antenas; 3, rostró; 4, carapaça; 5, espinho gástrico; 6, espinho hepático; 7, carena; 8, maxilípode; 9, pereópodes; 10, endopodito; 11, exopodito; 12, pleópodes; 13, urópode; 14, télson. Em cinza, as partes anatômicas mais comumente encontradas na Formação Irati (carapaças predominam sobre somitos abdominais). Retirado de Matos, Pretto & Simões (2013). .....49

## LISTA DE ABREVIATURAS

AAPG – *American Association of Petroleum Geologists*

CC – Conformidade correlativa

CT – Correntes de turbidez

DS – Discordância subaérea

ECH – Estratificação cruzada *hummocky*

LS – Limite de sequência

NBOT – Nível de base de ondas de tempestade

NM – Nível do mar

NOTB – Nível de base de ondas de tempo bom

PC – Picnoclina

SEPM – Society for Sedimentary Geology

SIM – Superfície de inundação máxima

SRM – Superfície regressiva máxima

ST – Superfície transgressiva

T/O – Termo-oxiclina

T-R – Sequência transgressiva-regressiva

TF - Tafofácies

TS – Tempestito distal

TP – Tempestito proximal

TSNA – Trato de sistemas de nível alto

TSNAI – Trato de sistemas de nível alto inicial

TSNAF – Trato de sistemas de nível alto final

TSNB – Trato de sistemas de nível baixo

TSR – Trato de sistemas regressivo

TSRF – Trato de sistemas de regressão forçada

TST – Trato de sistemas transgressivo

## SUMÁRIO

### PARTE I:

RESUMO .....	1
ABSTRACT .....	2
LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....	3
LISTA DE ABREVIATURAS .....	6
1. INTRODUÇÃO .....	9
2. OBJETIVOS.....	11
2.1. Objetivos gerais.....	11
2.2. Objetivos específicos .....	11
3. REFERENCIAL TEÓRICO .....	12
3.1. Estratigrafia de Sequências.....	12
3.1.1. <i>Estratigrafia de sequências em rampas carbonáticas</i> .....	24
3.1.2. <i>Estratigrafia de sequências e tafonomia de vertebrados marinhos</i> .....	28
3.2. Formação Irati .....	31
3.2.1. <i>Interpretações paleoambientais</i> .....	36
3.2.2. <i>Tempestades no Mar Whitehill-Irati</i> .....	43
3.3. Grupos fósseis de interesse.....	47
3.3.1. <i>Mesosauridae</i> .....	47
3.3.2. <i>Pygocephalomorpha</i> .....	49
4. REFERÊNCIAS .....	50

### PARTE II

Anexo I – Manuscrito do artigo.....	63
-------------------------------------	----

## PARTE I

### ***Sobre a Estrutura desta Dissertação***

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

d) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa.

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

f) Anexos, compreendendo: artigo(s) nos quais o pós-graduando é coautor, resumo(s) e artigo(s) publicado(s) em eventos, relacionado(s) ao tema central da dissertação, bem como documentação pertinente de natureza numérica (tabelas, cálculos), gráfica (figuras, diagramas, mapas, seções) e fotográfica que, por sua dimensão e/ou natureza não pode ser incluída no(s) artigo(s).

## 1. INTRODUÇÃO

A Formação Irati apresenta-se como uma unidade enigmática do Permiano Inferior da Bacia do Paraná. Esta chama atenção desde suas primeiras descrições (DU TOIT, 1927; WHITE, 1908) por seus folhelhos betuminosos intercalados a rochas carbonáticas, os quais são notórios por conterem uma das maiores concentrações de matéria orgânica conhecidas no mundo (ultrapassando 30%; Araújo). Estes teriam sido depositados em um amplo mar epicontinental raso, e restrito.

A formação é conhecida também por seu conteúdo fossilífero, o qual curiosamente não apresenta faunas marinhas típicas do Paleozoico (e.g. trilobitas, braquiópodes; HOLZ *et al.*, 2010). Apresenta em contraste grande abundância de répteis mesossaurídeos, os quais são também notórios, pois permitiram correlação com a Formação Whitehill, na Bacia de Karoo, sendo um famoso exemplo usado como evidência da então Teoria da Deriva Continental (DU TOIT, 1927). Outro grupo fóssil característico e abundante da formação são os crustáceos pigocefalomorfos, os quais são tipicamente relacionados a águas salobras (BEURLEN, 1957).

Esta falta de faunas tipicamente marinhas abriu espaço para inúmeras discussões acerca da salinidade deste corpo d'água (ARAÚJO, 2001; LAVINA, 1991). Em adição, análises químicas, sedimentológicas, e paleontológicas empregadas ao longo dos anos apresentaram resultados contraditórios, apontando ambientes de águas plenamente salinas ou hipersalinas, salobras, e transicionais (e.g., BURJACK, 1984; OELOFSEN; ARAÚJO, 1983; PETRI; COIMBRA, 1982).

As várias interpretações acerca da formação foram se modificando e evoluindo junto com o avanço de tecnologias e do conhecimento científico existente em cada época. Um salto no modo como seu ambiente deposicional é entendido foi dado ao final da década de 1980. O reconhecimento e descrição da estratificação cruzada *hummocky* (ECH), e sua origem relacionada a tempestades, por Harms *et al.* (1975) reavivou um antigo debate então dado como resolvido na comunidade científica: uniformitarismo *versus* catastrofismo. Na década seguinte, grandes nomes da estratigrafia como Dott (1983), Hsü (1983), e Seilacher (1982) popularizaram a noção que eventos catastróficos e raros, como grandes tempestades, tornam-se comuns quando considerados no tempo geológico. Isto causou uma crise no pensamento uniformitarista vigente na época, a qual culminou no estabelecimento

do que hoje é conhecido como neocatastrofismo (HOLZ, 2012). Este processo pode ser considerado como uma revolução científica, no sentido de Kuhn (1962). No Brasil, tal mudança de paradigma foi trazida no final da década de 1980.

Em um afloramento à beira do Rio Santa Maria, no município de São Gabriel, no Rio Grande do Sul, afloram leitos de conglomerados carbonáticos sobrepostos por calcarenitos com ECH, em meio a folhelhos negros da Formação Irati. Nestes calcarenitos encontram-se densas concentrações fósseis de crustáceos pigocefalomorfos e répteis mesossaurídeos, com seus restos esqueléticos desarticulados. Estes foram interpretados por Della Fávera (1987) como resultado de eventos de mortalidade em massa, causados por tempestades catastróficas.

Trabalhos subsequentes (LAVINA; BARBERENA; AZEVEDO, 1991; MATOS; PRETTO; SIMÕES, 2013; SOARES, 2003; XAVIER, 2014) reafirmaram esta interpretação, e estabeleceram um novo paradigma para as concentrações fósseis da Formação Irati.

Ao mesmo tempo, estava em curso mais uma revolução do pensamento estratigráfico. O ano de 1977 viu (após longa gestação) o nascimento, e o ano de 1988 viu a consolidação da estratigrafia de sequências (PAYTON, 1977; WILGUS *et al.*, 1988). Esta nova visão trata o registro sedimentar como um processo dinâmico, atuando em quatro dimensões (três espaciais e uma de tempo). Variações relativas do nível do mar em uma bacia causadas por eustasia global e/ou por subsidência tectônica, aliados ao aporte sedimentar, são responsáveis por controlar a migração da linha de costa e o espaço de acomodação de sedimentos. Controlam, por consequência, a disposição espacial de fácies e sua preservação (POSAMENTIER; JERVEY; VAIL, 1988).

Uma vez compreendido que o registro sedimentar é controlado por variações relativas do nível do mar, é de se esperar que estas controlem também o registro fóssil, pois as fácies sedimentares e ambientes deposicionais afetam a preservação e acumulação de ossos, conchas e carapaças (HOLZ; SIMÕES, 2002).

Para a Formação Irati, alguns estudos de estratigrafia de sequências já foram realizados (*e.g.*, ARAÚJO, 2001; HACHIRO, 1996), tentando relacionar seu registro à variação do nível do mar. Porém, nenhum tentou relacionar as sequências ali

encontradas ao controle das conspícuas acumulações fósseis. Uma lacuna que este trabalho visa preencher.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. Objetivos gerais**

Esta dissertação tem como objetivo fazer um estudo da Formação Irati sob a ótica de análise de fácies, tafonomia, e estratigrafia de sequências, de modo a entender a interação dos processos geradores das rochas que compõem esta unidade geológica, bem como distribuição e concentração de seus macrofósseis mais abundantes: peixes paleonisciformes, crustáceos pigocefalomorfos, e répteis mesossaurídeos.

### **2.2. Objetivos específicos**

- Descrever as rochas dos afloramentos e testemunhos de sondagem escolhidos.
- Aplicar a metodologia de análise de fácies.
- Observar seu conteúdo fossilífero.
- Identificar seus ambientes deposicionais, e correlacionar as diferentes localidades.
- Aplicar os conceitos de estratigrafia de sequências e identificar tratos de sistemas e então sequências deposicionais compondo a Formação Irati.
- Comparar estes achados com dados da literatura.
- Comparar a disposição do conteúdo fossilífero com a distribuição de fácies, tratos de sistema, e sequências deposicionais encontradas.
- Comparar os resultados obtidos com dados da literatura.
- Traçar hipóteses acerca da gênese deste conteúdo fossilífero e sua atual disposição.



### 3. REFERENCIAL TEÓRICO

#### 3.1. Estratigrafia de Sequências

O início da estratigrafia de sequências como é hoje bem conhecida pode ser tido como resultado dos trabalhos do grupo da Exxon, os quais apresentaram à comunidade científica os novos métodos de sismoestratigrafia, publicados no *Memoir 26* da AAPG<sup>1</sup> (PAYTON, 1977). Sua ampla aplicabilidade no registro geológico, e conseqüente popularidade foi consolidada com a Publicação Especial 42 da SEPM<sup>2</sup> (WILGUS *et al.*, 1988), e o volume 7 da Série de Métodos em Exploração da AAPG (VAN WAGONER *et al.*, 1988).

Esta “nova estratigrafia” rompe com os métodos tradicionais calcados na “trindade lito-bio-crono-estratigrafia”, a qual trabalha com os depósitos sedimentares de modo relativamente estático, a chamada “estratigrafia de bolo em camadas” (*layer cake stratigraphy*; HOLZ, 2012). A nova visão trata o registro sedimentar como dinâmico, fruto da variação do nível relativo do mar ao longo do tempo, a qual reflete um conjunto de processos físicos: eustasia, subsidência ou soerguimento tectônico, e aporte sedimentar (POSAMENTIER; JERVEY; VAIL, 1988).

Em termos simplificados, estes autores reconhecem que com um ciclo de subida relativa do nível do mar, deposita-se uma sequência de camadas sedimentares. Porém, quando o mesmo torna a descer, a exposição subaérea destes depósitos irá causar erosão dos mesmos por ação fluvial. Gera-se então uma discordância entre os estratos subjacentes, e os sobrejacentes que futuramente se depositarem. Deste modo, a superfície de erosão subaérea gerada encerra um hiato temporal igual, ou maior que o registrado pelos sedimentos (CATUNEANU, 2006; HOLZ, 2012; POSAMENTIER; JERVEY; VAIL, 1988). A unidade de trabalho foi então definida como a *sequência deposicional*, que seria uma “sucessão de estratos, geneticamente relacionados, delimitados no topo e na base por discordâncias ou suas superfícies correlatas” (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977).

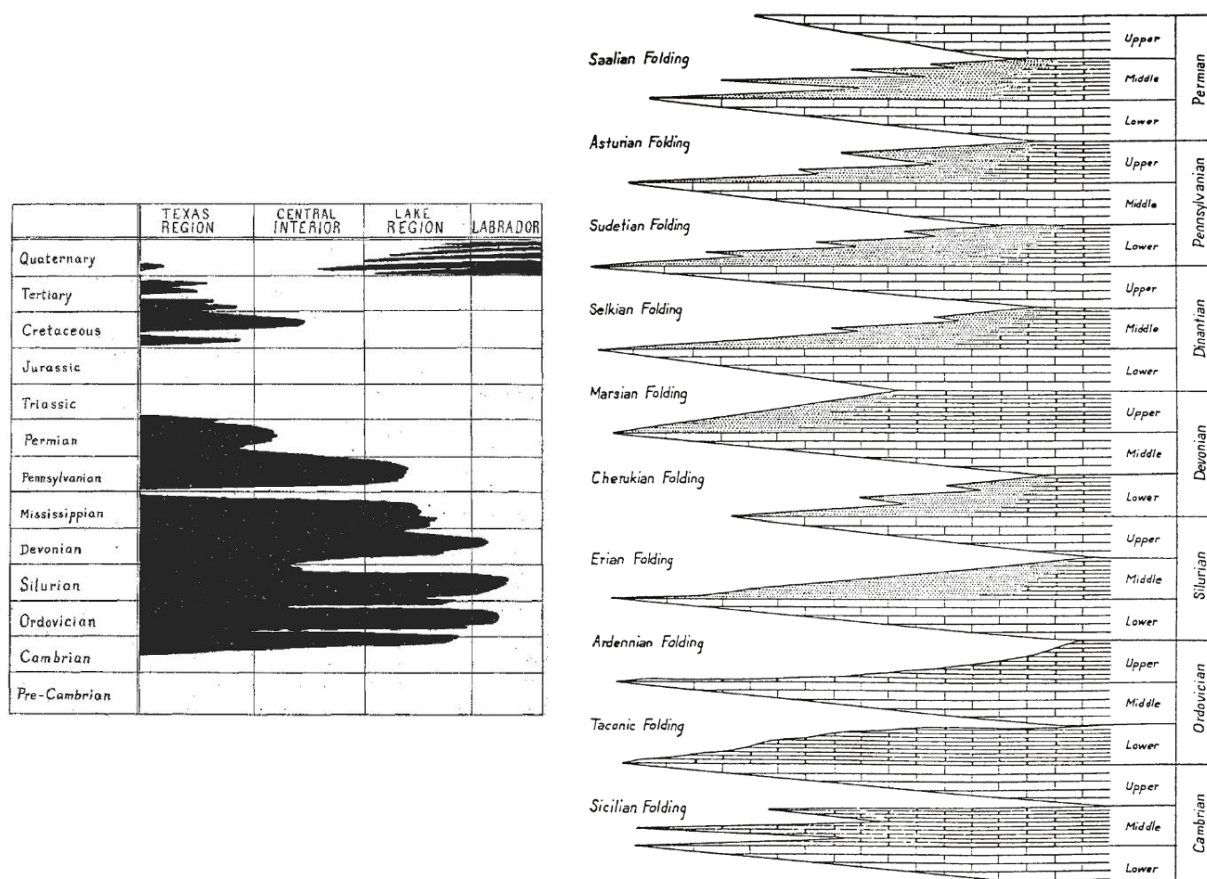
Apesar do aparente caráter revolucionário deste modo de interpretar o registro sedimentar, estas ideias não eram novas na literatura. O pensamento de que o registro geológico é incompleto, com discordâncias representando grandes hiatos

---

<sup>1</sup> *American Association of Petroleum Geologists*; Associação Americana de Geólogos do Petróleo.

<sup>2</sup> *Society for Sedimentary Geology*; Sociedade para Geologia Sedimentar.

temporais na verdade remete aos primórdios da geologia com os pensamentos de James Hutton (Playfair, 1802 *apud* HOLZ, 2012). No início do século passado, trabalhos como o de Blackwelder (1909 *apud* MIAL, 2016) e Grabau (1906, 1936 *apud* HOLZ, 2012) já haviam gerado o que hoje chamamos de cartas cronoestratigráficas, relacionando registro sedimentar e hiatos a soerguimentos e subsidências tectônicas (Figura 1). Porém, estas ideias pouco permearam a comunidade científica.



**Figura 1.** Ilustrações de Blackwelder (1909), à esquerda, e Grabau (1936), à direita, mostrando sua concepção de unidades deposicionais limitadas por discordâncias.

Quase meio século depois, dois marcos importantes foram os trabalhos de Sloss, Krumbein & Dapples (1949), Sloss (1963) e Wheeler (1958) (Figura 2). Nos primeiros, os autores fizeram uma definição de sequências, dando importância às discordâncias e à magnitude dos hiatos que elas representam, separando conjuntos de rochas. Estas sequências foram relacionadas a ambientes tectônicos presentes no cráton dos EUA. No último, o autor faz uma caracterização temporal das rochas, expressando que hiatos são também unidades estratigráficas. Seu trabalho é hoje usado como base para a confecção de diagramas cronoestratigráficos (também chamados de diagramas de Wheeler).

Pode-se perceber então que muitos dos princípios essenciais da estratigrafia de seqüências já existiam anteriormente à época da “Escola Exxon”. Por que, então, os estratígrafos não faziam estratigrafia de seqüências? Muito possivelmente por causa do pensamento vigente na época, de uma terra quase estática, e que se constrói gradualmente, de modo uniforme (ALLÈGRE, 1987). Já não é com surpresa que se percebe que em época pouco anterior, ao longo dos anos de 1960, estava saindo de uma longa gestação outra teoria de uma terra dinâmica, que ao mesmo tempo constrói e destrói seu próprio registro – a Tectônica de Placas (ALLÈGRE, 1987). Adicionalmente, ideias de que a própria dinâmica dos processos sedimentares é responsável por hiatos, como é o caso de depósitos erosivos de tempestades, viriam a se consolidar na década seguinte ao *Memoir 26*, formando os conceitos de neocatastrofismo e sedimentação episódica (DOTT, 1983; HSÜ, 1983).

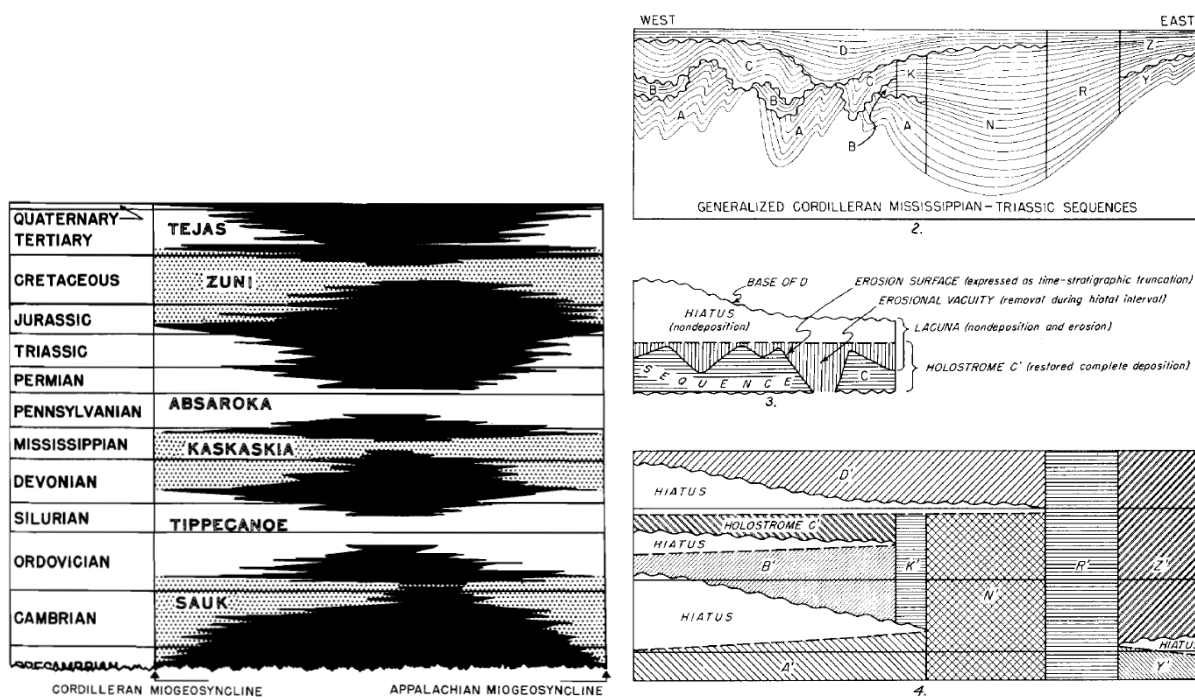
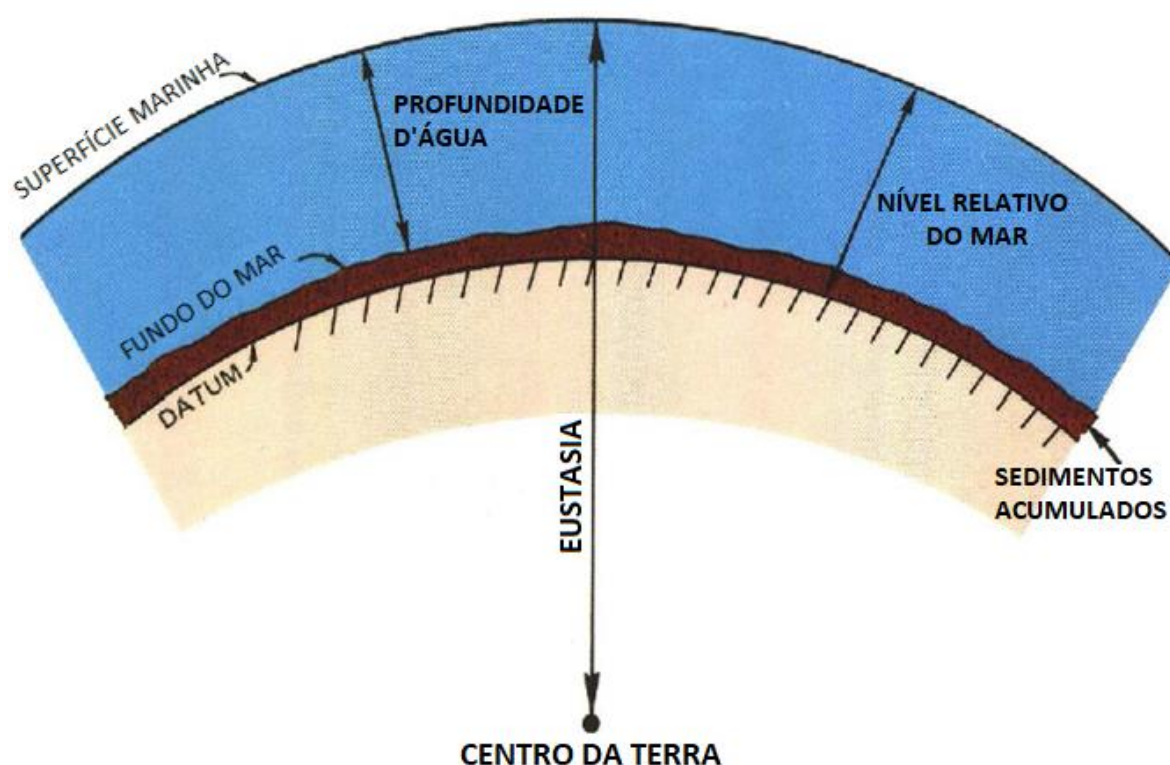


Figura 2. Sequências de Sloss (1963; esq.) e diagrama cronoestratigráfico de Wheeler (1958; dir.).

O Grande trunfo da “Escola Exxon” (PAYTON, 1977; WILGUS *et al.*, 1988) foi, então, organizar conceitos até o momento pouco comentados na literatura, aliados a novos conceitos, e utilizá-los com aplicação prática – e altamente lucrativa – na indústria de hidrocarbonetos (HOLZ, 2012). Um dos principais é o de *espaço de acomodação*, o qual significa todo o espaço existente em que os sedimentos podem acumular. Este é uma função do nível do mar, e da subsidência (VAN WAGONER *et al.*, 1988; Figura 3).

Outro conceito extremamente importante é a *eustasia*, o qual significa o nível do mar global, independente de variações locais, em relação a um *datum* fixo: o centro da Terra (Figura 3). Esta foi mostrada variar em ciclos de escalas variáveis (1ª a 5ª ordem), na famosa “Curva de Vail” (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977).

O *Memoir 26* foi muito criticado por considerar que ciclos de variação da eustasia seriam a única causa da geração das sequências deposicionais, pela criação e destruição do espaço de acomodação. Vários autores defenderam que a tectônica teria influência similar, se não maior que a eustasia na geração de discordâncias e sequências deposicionais (e.g. MIAL, 1986; WATTS, 1982). Hoje ambas são consideradas essenciais e complementares, atuando conjuntamente (CATUNEANU, 2006). A tectônica então influencia o registro sedimentar gerando *subsidência* ou *soerguimento* da bacia, alterando o espaço de acomodação, ou da área-fonte, afetando o suprimento sedimentar (HOLZ, 2012).

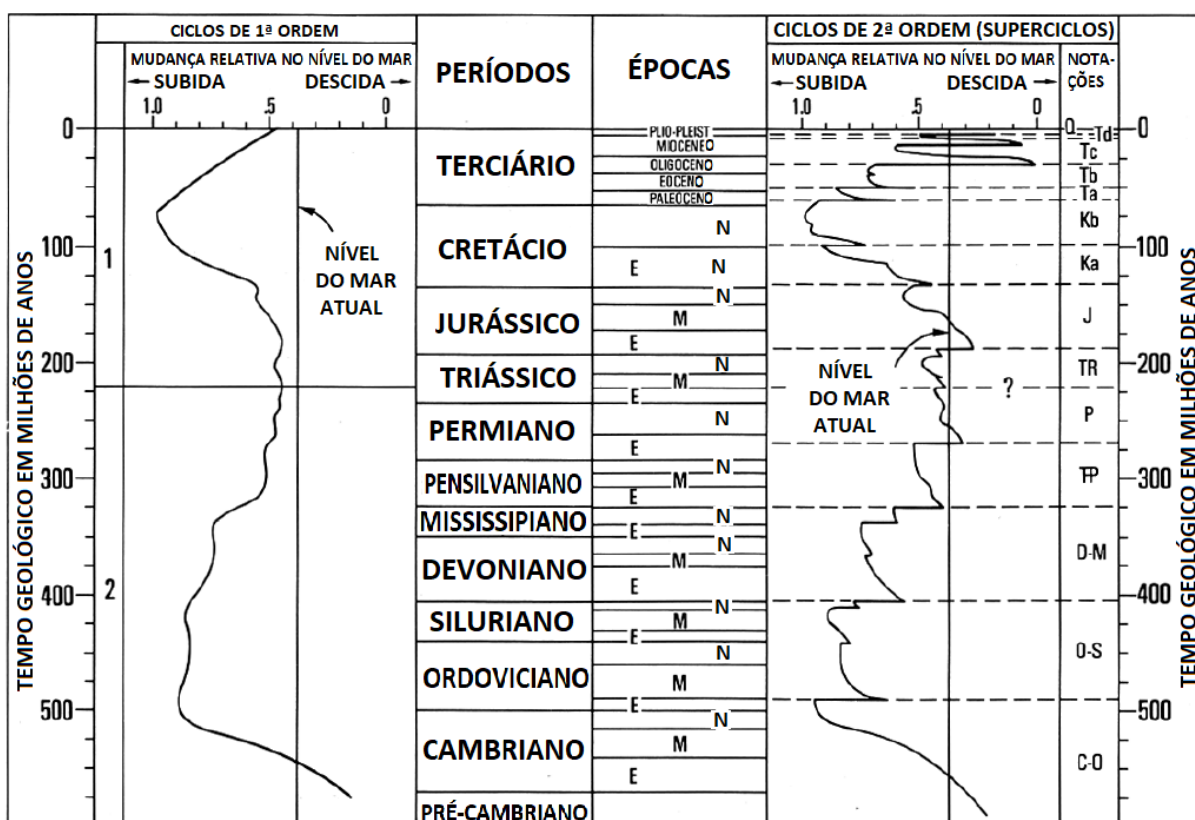


**Figura 3.** Definições básicas da estratigrafia de sequências. Eustasia, nível relativo do mar, espaço de acomodação. Modificado de Posamentier, Jervey & Vail (1988).

Uma bacia que sofra subsidência sem que a eustasia varie dará a impressão que o nível do mar subiu, havendo retração da linha de costa, e criação de espaço de acomodação. E, caso os dois fatores atuem em conjunto, a criação do espaço de acomodação e a variação da linha de costa dependerão desta interação. Logo, nota-

se que a *variação relativa do nível do mar*, e não a absoluta (eustasia) que fica registrada em uma sequência sedimentar específica. Esta tem como referências a superfície do mar, e o embasamento da bacia (VAN WAGONER *et al.*, 1988)

Este conceito é similar ao de *nível de base*, e em sistemas marinhos ambos são virtualmente o mesmo (na verdade, é o nível de base de ação das ondas). O nível de base é uma linha teórica abaixo da qual ocorre deposição, e acima da qual ocorre erosão. Este conceito é aplicável também a sistemas fluviais (CATUNEANU *et al.*, 2011).

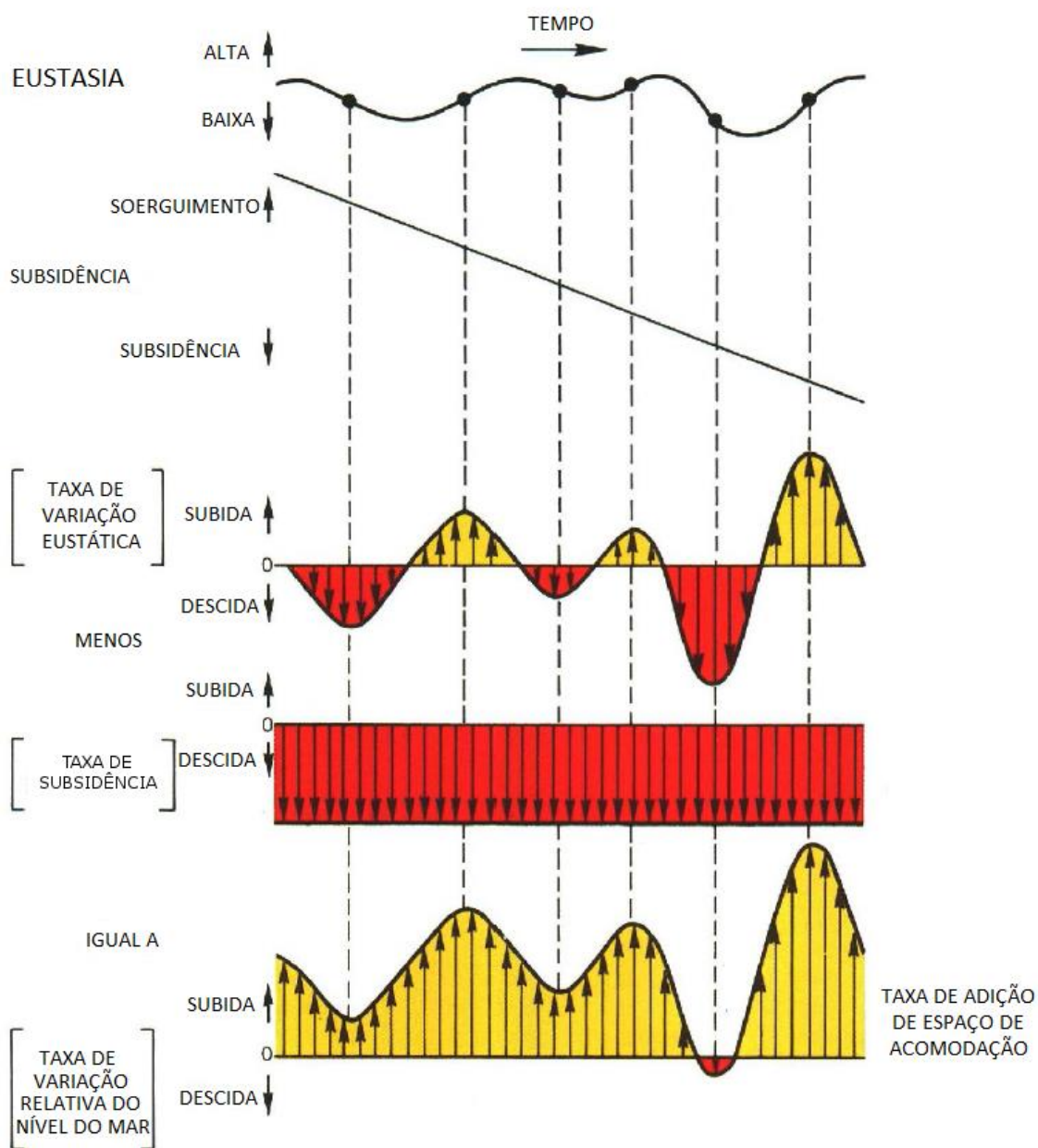


**Figura 4.** "Curva de Vail" (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977) mostrando propostas de variações estáticas globais de primeira e segunda ordens.

Outros fatores controladores de sequências são o *clima* e o *aporte sedimentar*. Ciclos de Milankovitch são hoje amplamente aceitos como controladores de sequências de 4ª e 5ª ordens (STRASSER *et al.*, 1999), e a simples avulsão de um delta, por exemplo, pode ser responsável pela geração de uma sequência (CATUNEANU; ZECCHIN, 2013).

A Figura (Figura 5) mostra a interação de subsidência e eustasia, causando a variação do nível relativo do mar (nível de base), e consequentemente criando espaço de acomodação. Nota-se que os pontos médios da curva de eustasia

correspondem a pontos máximos e mínimos da curva de *taxa de variação eustática*, os quais interagem com a *taxa de subsidência*. Como o suprimento sedimentar preenche o espaço absoluto (quando possível), a *taxa de criação de espaço de acomodação* acaba sendo mais significativa (CATUNEANU, 2006; HOLZ, 2012).

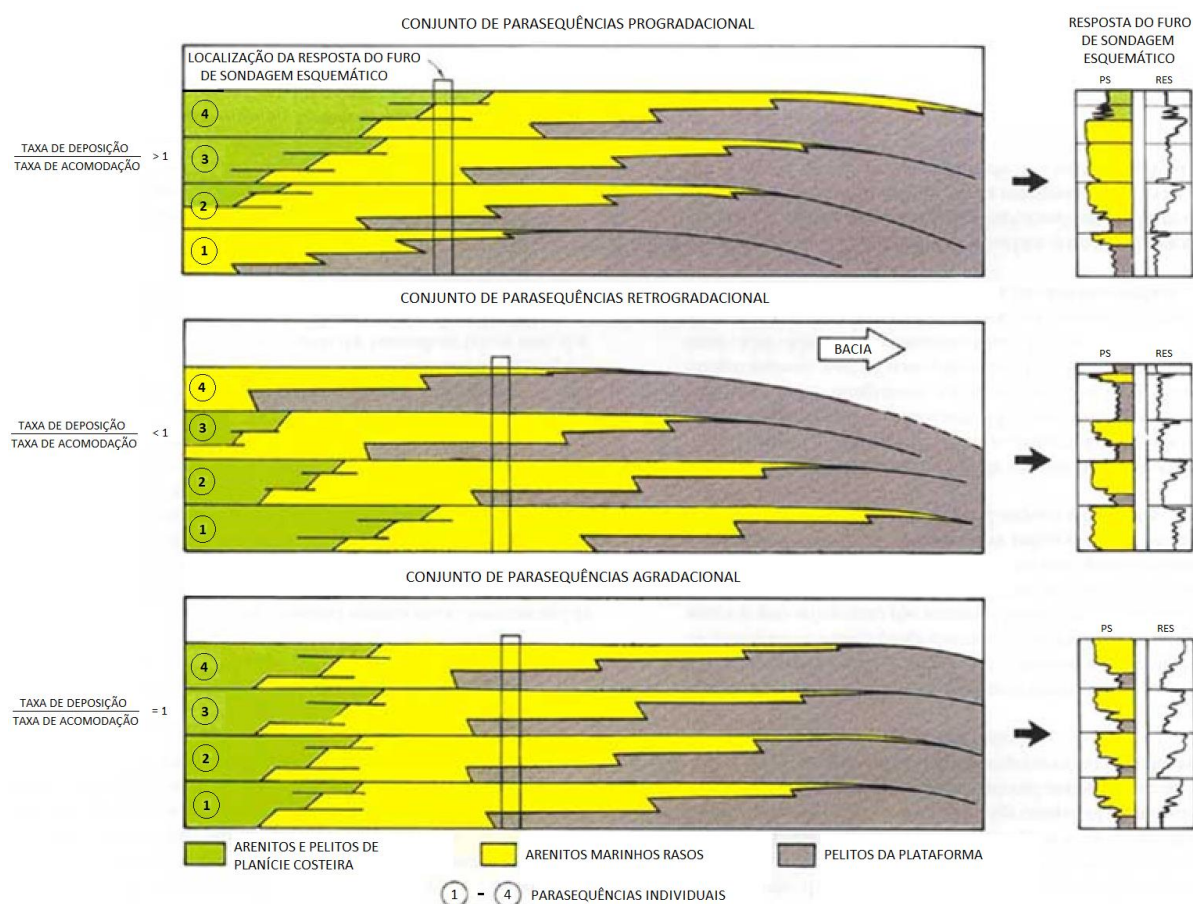


**Figura 5.** Interação entre eustasia e subsidência, de modo a gerar taxa de criação de espaço de acomodação. Modificado de Posamentier, Jervey & Vail (1988).

O aporte sedimentar para efeitos práticos é considerado constante. Este aporte, ao se deparar com o espaço de acomodação disponível, tenderá a preenchê-lo. Caso o espaço próximo à linha de costa seja preenchido por, por exemplo, um delta, novos sedimentos serão transportados mais longe em direção à bacia, e o sistema sedimentar irá *progradar* em um regime *regressivo* (CATUNEANU, 2006). Interações

possíveis do espaço de acomodação variando com o tempo (a uma taxa também variável) estão ilustradas nas figuras Figura 6 e Figura 7.

O comprimento de onda desta curva imaginária corresponde a um ciclo de variação do nível de base. Sucessivos ciclos menores compõem um ciclo maior, como na “Curva de Vail” (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977). Estes, se progressivamente avançarem em direção à bacia, como no exemplo do delta acima, terão como característica um *padrão de empilhamento progradacional* (Figura 6, CATUNEANU, 2006).

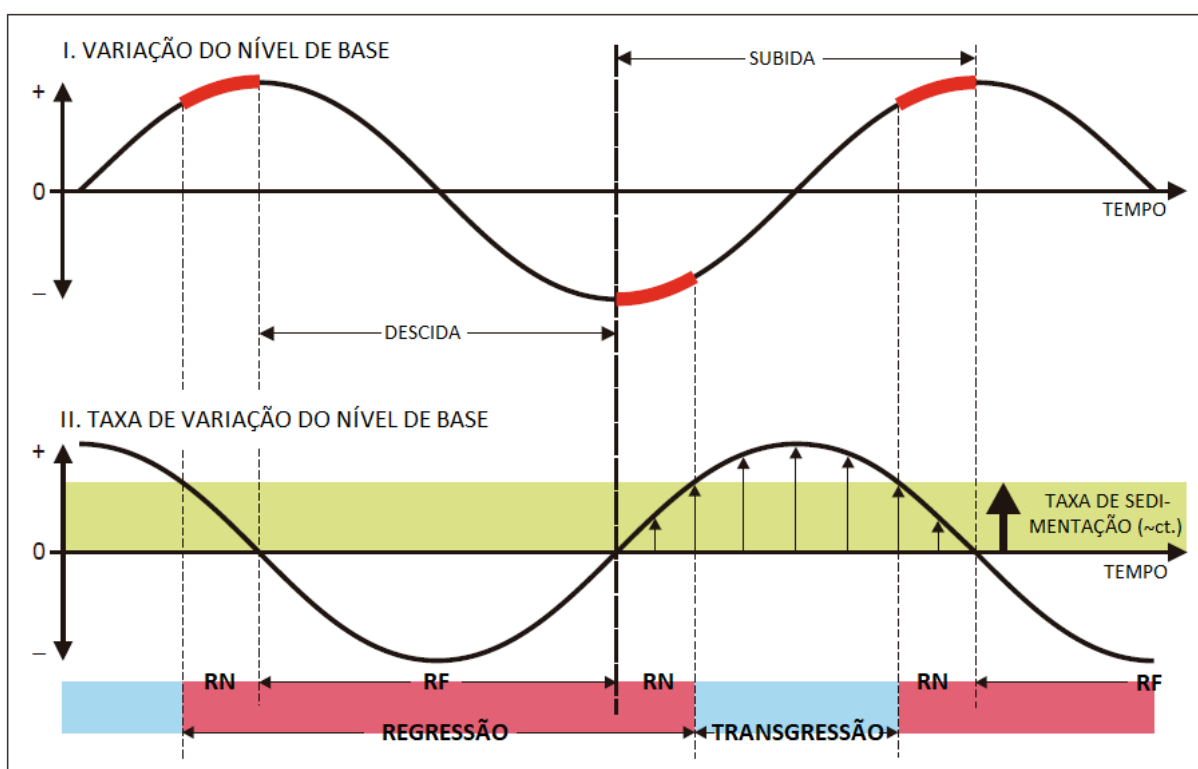


**Figura 6.** Padrões de empilhamento de pequenos ciclos progradantes (parasequências). Modificado de Posamentier, Jervey & Vail (1988).

Como mostrado na Figura 7, uma queda do nível de base e consequente diminuição do espaço de acomodação gera uma progradação vigorosa da linha de costa. O sistema sedimentar “busca onde depositar-se” em direção à bacia, e isto caracteriza uma *regressão forçada*. Neste momento, formam-se as *discordâncias subaéreas* e suas *conformidades correlativas*. Aporte sedimentar  $\gg$  acomodação (CATUNEANU, 2006).

O nível de base passa então a subir lentamente (Figura 7), de modo que é progressivamente criado mais espaço de acomodação, e o aporte sedimentar passa a se depositar em padrão de empilhamento progradacional a brevemente agradacional (Figura 6), caracterizando uma regressão normal em nível baixo (Figura 7). Neste ponto a regressão atinge seu máximo. Aporte sedimentar  $\geq$  acomodação (CATUNEANU, 2006).

A taxa de criação de espaço de acomodação passa então a ser maior que o aporte sedimentar, de modo que o sistema sedimentar *retrograda* em um regime *transgressivo* (Figura 7). Aporte sedimentar  $<$  acomodação (CATUNEANU, 2006).



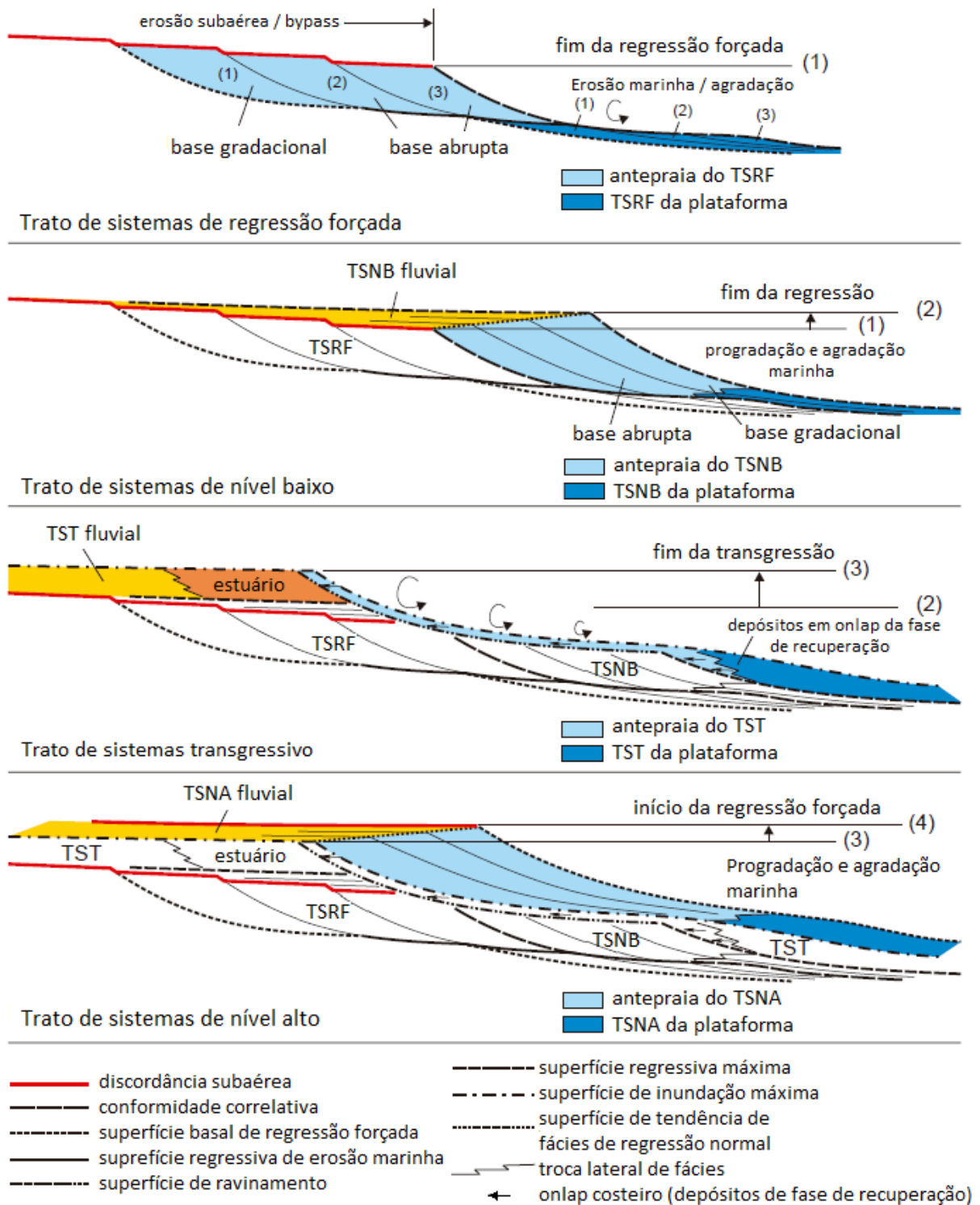
**Figura 7.** Interação da variação do nível de base com o suprimento sedimentar, de modo a gerar regressões forçada e normal, e transgressões. Linhas vermelhas indicam regressão normal. Modificado de Catuneanu (2006)

Finalmente, a transgressão atinge seu máximo, e a taxa de criação de espaço de acomodação volta a ser lenta. O aporte sedimentar passa a se depositar em regressão normal, com padrão de empilhamento brevemente agradacional a progradacional, desta vez em nível alto, fechando o ciclo de variação do nível relativo do mar. Aporte sedimentar  $\geq$  acomodação (CATUNEANU, 2006).

Estes foram os conceitos e princípios popularizados pela “Escola Exxon”. Os modos e a nomenclatura de como agrupar e dividir estes depósitos sedimentares



geneticamente relacionados viriam nos dez anos seguintes a ser adotados, criticados, adaptados, e aperfeiçoados por uma efervescente comunidade científica (HOLZ, 2012). Diversos modelos surgiram de diferentes profissionais com diferentes aproximações para seus problemas.



**Figura 8.** Figura representando um ciclo completo de descida e posterior subida do nível de base formando uma sequência deposicional. Estão indicadas as superfícies significativas, e geometria e evolução dos tratos de sistemas. Modificado de Catuneanu (2006).

Em 2006, o livro *Princípios de Estratigrafia de Sequência*<sup>3</sup> (CATUNEANU, 2006) se tornou um marco, por sua capacidade de integrar e organizar estas várias contribuições ao longo de uma década e meia. Atualmente, o objetivo da comunidade estratigráfica vem sendo o de unificar e padronizar as nomenclaturas para permitir melhor emprego dos princípios citados (CATUNEANU *et al.*, 2009; CATUNEANU, 2006; CATUNEANU *et al.*, 2011).

Os depósitos sedimentares gerados em cada uma das regiões separadas da curva de acomodação apresentam, como foi explicado acima, um padrão de empilhamento próprio, mas também uma *geometria externa* própria. Cada um dos pequenos ciclos compondo um padrão é o resultado de sistemas deposicionais contemporâneos, sendo então agrupados como um *trato de sistemas* (Catuneanu, 2006). Ademais, para sistemas parálicos estes pequenos ciclos são normalmente sucessões progradantes limitadas por superfícies de inundação, chamados de parasequências (VAN WAGONER *et al.*, 1988).

A Figura 8 apresenta um desenho esquemático idealizado da formação de uma sequência deposicional. Estão representadas as superfícies significativas, e os tratos de sistemas, como serão apresentados a seguir (CATUNEANU *et al.*, 2009, 2011).

Na Publicação Especial 42 da SEPM, está o esquema “clássico” com três divisões. O trato de sistemas de nível baixo (TSNB)<sup>4</sup> é caracterizado pelo padrão de empilhamento de progradacional a rapidamente agradacional em uma regressão normal. Seu limite inferior é dado pela discordância subaérea (DS)<sup>5</sup> e sua conformidade correlativa (CC)<sup>6</sup>, sendo juntos designados como limite de sequência (LS)<sup>7</sup>. A CC pode ser posicionada tanto no momento do início da regressão forçada (*sensu* POSAMENTIER; ALLEN, 1999), ou no final da mesma (*sensu* HUNT; TUCKER, 1992). Já o limite superior é designado como superfície regressiva máxima (SRM; HELLAND-HANSEN; MARTINSEN, 1996)<sup>8</sup>, pois é o momento que o padrão de empilhamento cessa definitivamente de progradar (regime regressivo), e passa a retrogradar (regime transgressivo; VAN WAGONER *et al.*, 1988). Por esse

---

<sup>3</sup> *Principles of Sequence Stratigraphy*.

<sup>4</sup> Em inglês, *lowstand systems tract* (LST).

<sup>5</sup> Em inglês, *subaerial unconformity* (SU).

<sup>6</sup> Em inglês, *correlative conformity* (CC).

<sup>7</sup> Em inglês, *sequence boundary* (SB).

<sup>8</sup> Em inglês, *maximum regressive surface* (MRS).

motivo, era chamada de superfície transgressiva (ST)<sup>9</sup> no trabalho de Van Wagoner *et al.* (1988).

O trato de sistemas transgressivo (TST)<sup>10</sup> apresenta um padrão de empilhamento retrogradacional, em regime de transgressão do nível do mar. É delimitado em sua base pela SRM, e em seu topo pela superfície de inundação máxima (SIM; FRAZIER, 1974; VAN WAGONER *et al.*, 1988)<sup>11</sup>. Esta superfície traça o momento que o padrão de empilhamento passa de retrogradacional para então começar a progradar (VAN WAGONER *et al.*, 1988).

Trato de sistema de nível alto (TSNA)<sup>12</sup> é caracterizado por padrão de empilhamento rapidamente agradacional a progradacional em uma regressão normal, sendo seu limite inferior a SIM. Já seu limite superior pode ser composto por mais de uma superfície. No esquema “clássico”, este limite é dado pela DS+CC.

Já notado por Plint (1988), Hunt & Tucker (1992) propuseram um trato de sistemas depositado durante a queda do nível de base, o trato de sistemas de regressão forçada (TSRF)<sup>13</sup>. Este era chamado de “trato de sistemas de nível baixo inicial” por (POSAMENTIER; JERVEY; VAIL, 1988). Para Hunt & Tucker (1992), o LS fica acima deste trato, e seu limite inferior se dá pela superfície basal de regressão forçada<sup>14</sup>. Para Posamentier & Allen (1999), o LS se encontra abaixo deste trato, sendo sobreposto pelos sedimentos do TSNB.

Outras superfícies significativas, mas que não delimitam tratos de sistema são a superfície de ravinamento<sup>15</sup> (NUMMEDAL; SWIFT, 1987), e a superfície regressiva de erosão marinha<sup>16</sup> (PLINT, 1988).

Críticas a este modelo surgiram de pesquisadores trabalhando em situações onde nem todas estas superfícies e tratos podem ser identificadas (como em bacias intracratônicas onde o TSNB mais raramente se preserva, de modo que o LS e a SRM são coincidentes). As variações mais famosas para o modelo de sequência

<sup>9</sup> Em inglês, *transgressive surface* (TS)

<sup>10</sup> Em inglês, *transgressive systems tract* (TST).

<sup>11</sup> Em inglês, *maximum flooding surface* (MFS).

<sup>12</sup> Em inglês, *highstand systems tract* (HST).

<sup>13</sup> Em inglês, *falling stage systems tract* (FSST).

<sup>14</sup> Em inglês, *basal surface of forced regression*.

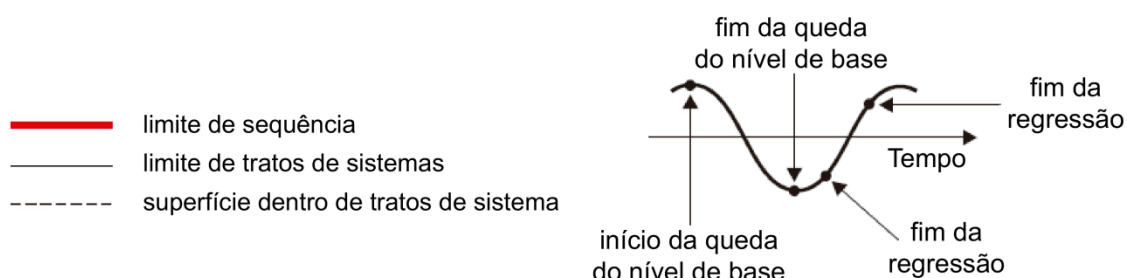
<sup>15</sup> Em inglês, *transgressive ravinement surface*.

<sup>16</sup> Em inglês, *regressive surface of marine erosion*.

deposicional são a sequência genética de Galloway (1989), e a sequência T-R de Embry & Johannessen (1992).

A sequência genética tem como superfície limitante a SIM (Figura 9). Esta posição é defendida por seus autores principalmente pela facilidade de reconhecimento desta superfície na aplicação prática, ao mesmo tempo em que a DS e principalmente a CC muitas vezes são superfícies de difícil reconhecimento. O ponto fraco do modelo reside no fato de que a sequência encerra em seu meio uma discordância, a qual pode representar um hiato de milhões de anos.

Modelo de Sequência / Eventos	Sequência Deposicional II	Sequência Deposicional III	Sequência Deposicional IV	Sequência Genética	Sequência T-R
fim da transgressão	TSNA	TSNA inicial	TSNA	TSNA	TSR
fim da regressão	TST	TST	TST	TST	TST
fim da queda do nível de base	TSNB final (cunha)	TSNB	TSNB	TSNB final (cunha)	TSR
início da queda do nível de base	TSNB inicial (leque)	TSNB final (leque)	TSRF	TSNB inicial (leque)	
	TSNA	TSNB inicial (cunha)	TSNA	TSNA	



**Figura 9.** Figura esquematizando os diferentes tipos de sequência, seus limites, e diferentes nomes para os tratos de sistema. Modificado de Catuneanu (2006).

A sequência T-R (EMBRY; JOHANNESSEN, 1992) é defendida em termos similares à genética, criticando a dificuldade de identificação na prática de superfícies como a CC e a superfície basal de regressão forçada (Figura 9). Os tratos de sistemas neste modelo seriam definidos por padrões pro- e

retrogradacionais. O limite de sequência se dá pela DS+SRM. O problema deste modelo reside no diacronismo entre estas duas superfícies, e que a CC pode também representar um hiato de milhões de anos. Porém, pela sua simplicidade e facilidade de aplicação, a sequência T-R é comumente utilizada quando os tratos de sistemas da sequência deposicional são de difícil identificação, uma situação comum em sistemas carbonáticos (e.g., STRASSER *et al.*, 1999).

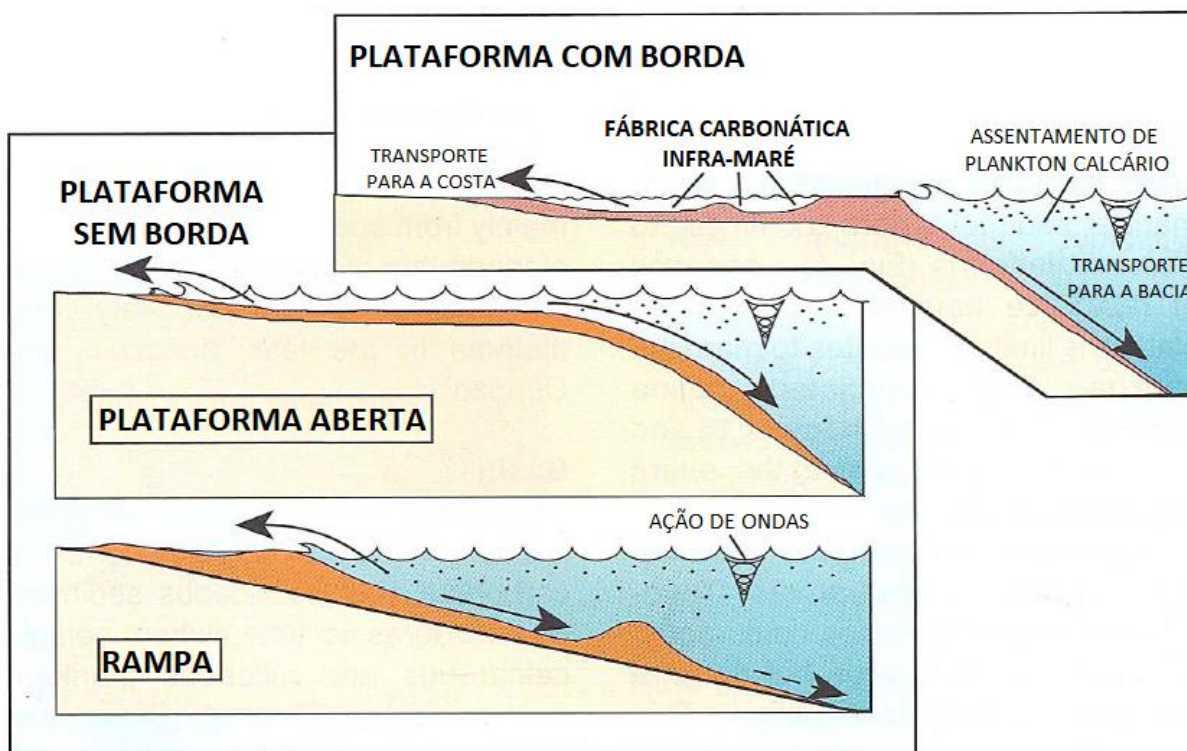
Após quatro décadas desde a publicação do *Memoir 26*, os princípios da estratigrafia de sequências vêm resistindo a inúmeros testes empíricos, sendo seus métodos aperfeiçoados e calibrados de acordo com necessidades e descobertas. Sua resistência às provas da replicabilidade e predição enrijece-a como teoria científica (*sensu* POPPER, 1972). Esta pode ser considerada como uma das mais poderosas ferramentas para a compreensão do registro sedimentar, sendo seus princípios hoje aplicados a situações muito diferentes da originalmente proposta, como depósitos fluviais, carbonáticos, e ao registro fóssil (HOLZ, 2012; HOLZ; SIMÕES, 2002).

### 3.1.1. Estratigrafia de sequências em rampas carbonáticas

O conceito original de uma rampa carbonática é simplesmente um sistema deposicional carbonático com baixo gradiente da linha de costa à bacia, de ordem menor que 1° (AHR, 1973; Figura 10). Foi pensado como em oposição a uma plataforma carbonática com uma borda de recifes (BURCHETTE; WRIGHT, 1992).

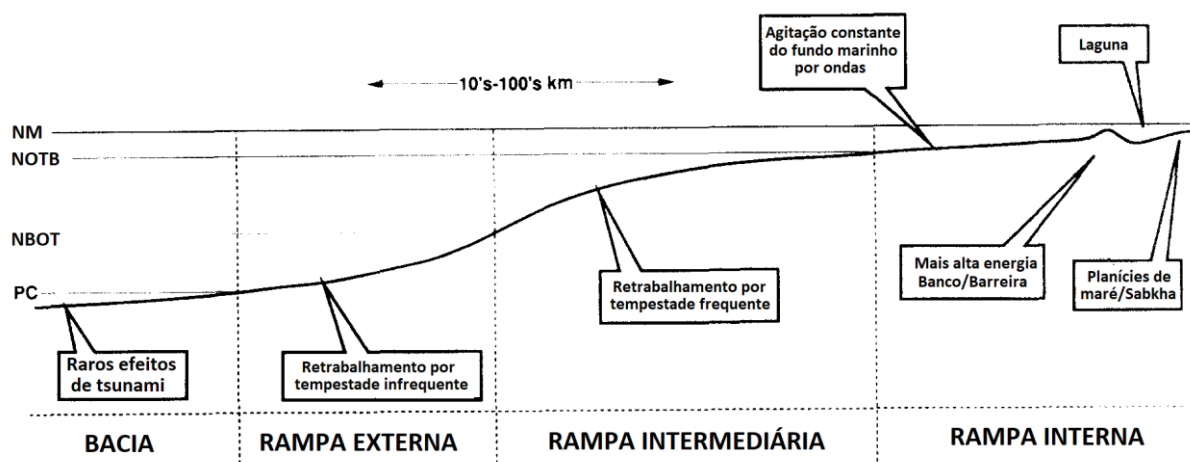
James, Kendall & Pufahl (2010) definem rampas como um grande edifício formado pela acumulação de sedimentos, anexado a um continente ou massa de terra, sem uma barreira de recifes na borda, com inclinação menor que 1°. Uma rampa inundada por um mar raso é dita epeírica.

Rampas carbonáticas são comuns ao longo de margens passivas e bacias de *foreland*, ou intracratônicas, onde taxas de subsidência e gradiente topográfico são baixos, e a profundidade da lâmina d'água é relativamente rasa (BURCHETTE; WRIGHT, 1992; JONES, 2010). São comumente divididas em rampas homoclinais, as quais mantêm um gradiente uniforme até a bacia, e as rampas distalmente íngremes, as quais apresentam uma maior inclinação na região basinal (JONES, 2010; TUCKER; CALVET; HUNT, 1993).



**Figura 10.** Figura exemplificando os três modelos idealizados de morfologias de plataformas. Modificado de James, Kendall & Pufahl (2010).

Devido à falta de quebra no perfil de inclinação, a energia do meio varia gradualmente em resposta à batimetria, de modo que são comumente comparadas a sistemas siliciclásticos (JONES, 2010). Isto levou Burchette & Wright (1992) a dividir rampas em três ambientes: rampa interna, média, e externa (Figura 11). Os limites entre os ambientes são respectivamente o nível de base de ondas de tempo bom, e o nível de base de ondas de tempestade. O Golfo Pérsico é considerado um análogo moderno para este sistema deposicional (JONES, 2010).



**Figura 11.** Divisão de ambientes de uma rampa carbonática. Modificado de Burchette & Wright (1992).

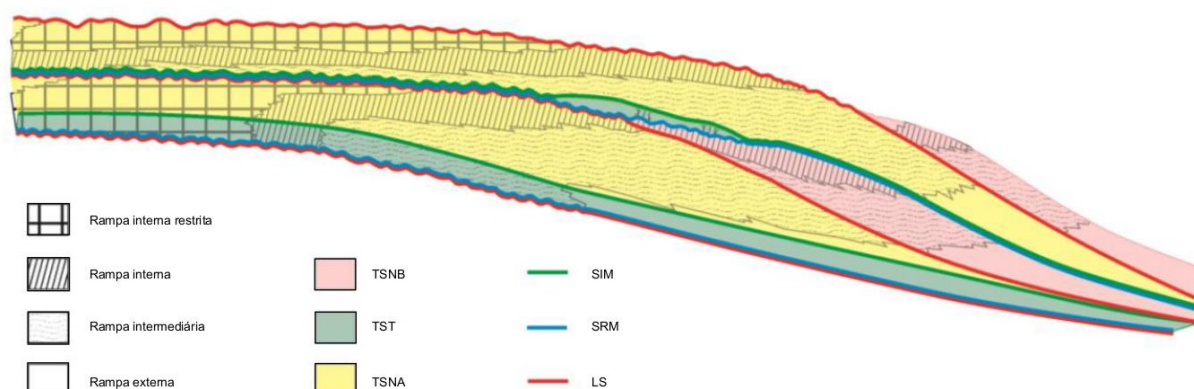
A rampa interna se caracteriza por deposição de água rasa: planícies de maré, *sabkhas*, depósitos de praia e *shoreface*; exposições subaéreas são comuns. A rampa intermediária encontra-se abaixo do nível de base de ondas de tempo bom, de modo que dominam neste ambiente tempestitos (e.g., AIGNER, 1985). A rampa distal encontra-se abaixo do nível de ação de ondas de tempestade, de modo que apenas alguns fluxos e/ou correntes geradas por tempestades (tempestitos distais) afetam fracamente o substrato. Nas zonas mais profundas, ou em mares restritos, condições de restrição podem se desenvolver por estratificação da coluna d'água (BOSENCE; WILSON, 2003; BURCHETTE; WRIGHT, 1992)

Diferentemente de rampas, plataformas carbonáticas têm como característica uma fisiografia de “topo plano”, com uma quebra na margem de modo que o ângulo do talude aumenta rapidamente, não raramente chegando a ângulos verticais. Isto faz serem comuns depósitos de brechas de taludes, especialmente durante o TSNA. Ao mesmo tempo, quedas do nível do mar podem ser catastróficas, encerrando a produção de toda a fábrica e expondo a plataforma à diagênese meteórica. Também são comumente margeadas por recifes, o que causa a formação de uma lagoa interna, e faz seu registro ser caracterizado por *boundstones*. Têm tipicamente alta produção de sedimentos, de modo a rapidamente preencher o espaço de acomodação durante o TST (JONES, 2010).

Em contrapartida, rampas carbonáticas não apresentam severa alteração no perfil, de modo que os cinturões de fácies podem migrar junto da variação do nível relativo do mar, e não há tão clara diferenciação de fácies entre os tratos de sistemas (Figura 12). Por sua similaridade a sistemas siliciclásticos, a literatura costumava tratar as rampas como relativamente simples, sua resposta de fácies sendo largamente o resultado da taxa de variação do nível do mar e clima (e.g. TUCKER; CALVET; HUNT, 1993; WRIGHT; BURCHETTE, 1996), porém trabalhos mais recentes vêm atestando a complexidade destes sistemas (e.g., MACNEIL; JONES, 2006).

O TST em rampas carbonáticas é notavelmente diferente de plataformas (BOSENCE; WILSON, 2003). Apesar de progradação poder ocorrer em rampas de alta energia, caracteristicamente a baixa produção da fábrica carbonática resultará em padrões retrogradacionais (BURCHETTE; WRIGHT, 1992). Na rampa interna

podem se formar fácies perimaré<sup>17</sup> (MACNEIL; JONES, 2006), e é comum a formação de bioconstruções (TUCKER; CALVET; HUNT, 1993). A característica mais comum é o afogamento da fábrica carbonática, com superfícies de inundação bem marcadas. Transgressões mais de maior magnitude geram seções condensadas e baixa sedimentação (“bacia faminta”), podendo resultar em hardgrounds, glauconitização, e fosfatização devido ao hiato sedimentar (BURCHETTE; WRIGHT, 1992; MACNEIL; JONES, 2006). Devido à relativamente baixa produção durante o TST, estes são tipicamente pouco espessos, e a SIM pode amalgamar-se com a SRM (BOSENCE; WILSON, 2003; Figura 12).



**Figura 12.** Tratos de sistema em uma rampa carbonática homoclinal, com considerável aumento vertical, e um trato de sistemas de mar baixo bem desenvolvido. Modificado de Bosence & Wilson (2003).

A topografia suave favorece forte progradação durante o TSNA, e a maior produção da fábrica de águas rasas aliada a falta de gradiente topográfico faz os depósitos de rampa interna avançarem sobre os de rampa intermediária e distal (Figura 12). Este acúmulo pode gerar topografia o suficiente para o estabelecimento de uma borda (TUCKER; CALVET; HUNT, 1993). As sequências internas tornam-se cada vez mais rasas devido à diminuição progressiva do espaço de acomodação, culminando em exposições subaéreas (BOSENCE; WILSON, 2003). Topografias herdadas na rampa, podem inibir a formação de um TSNA (MACNEIL; JONES, 2006).

Já o TSNB gera uma progradação em offlap em direção à bacia, de modo que a rampa interna é exposta. Uma regressão forçada causa a fábrica carbonática a temporariamente instalar-se no local da rampa intermediária, sem transição de fácies (BURCHETTE; WRIGHT, 1992). A queda do nível de base pode em alguns casos

<sup>17</sup> Peritidal carbonates.

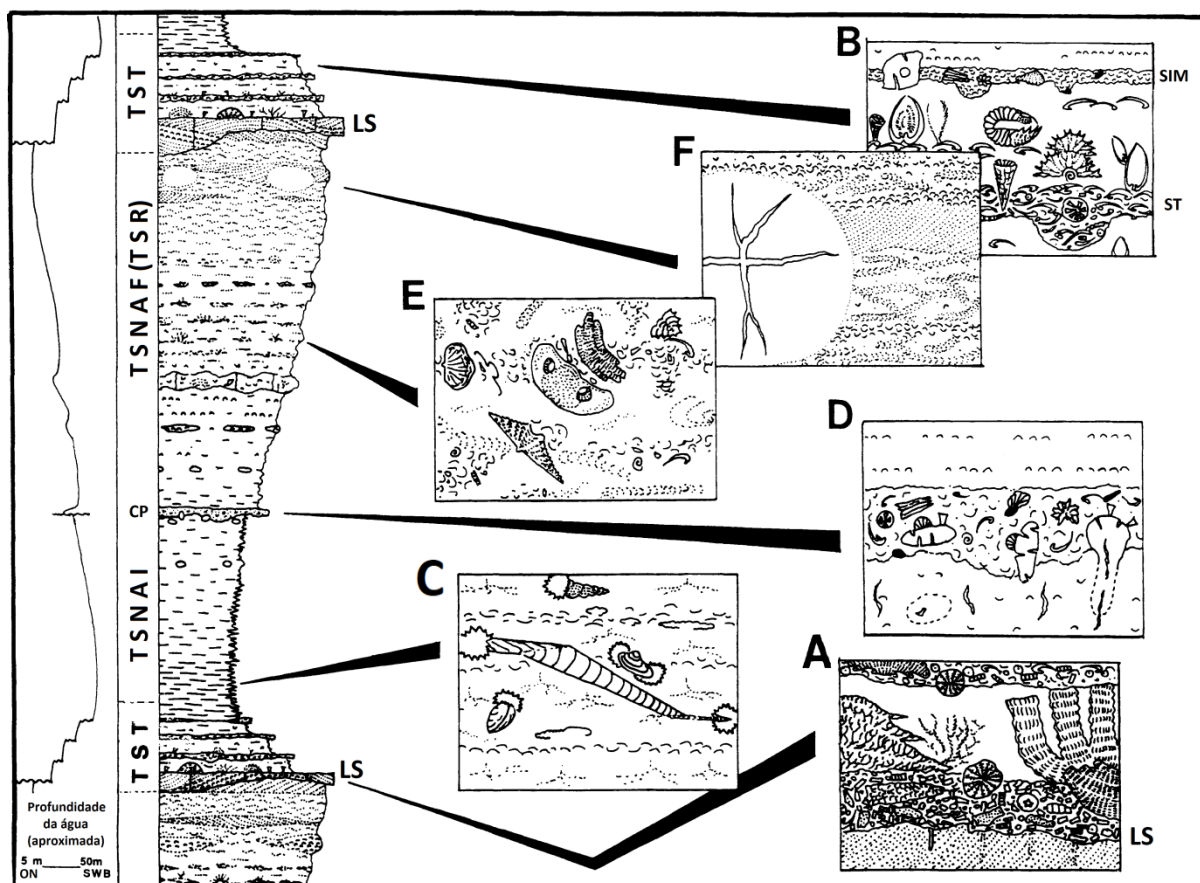


resultar em maior produção carbonática (MACNEIL; JONES, 2006; VAN STEENWINKEL, 1990). Por fim, em bacias mais restritas pode haver a deposição de evaporitos (BACHMANN; KUSS, 1998; DROSTE, 1990). São poucos os reconhecimentos de TSRF em rampas, mas aparentemente estes podem ter o efeito de aumentar a produção e o retrabalhamento, ou cessar a fábrica carbonática (MACNEIL; JONES, 2006).

### 3.1.2. Estratigrafia de sequências e tafonomia de vertebrados marinhos

Estudos relacionando os conceitos da estratigrafia de sequências à tafonomia de concentrações de invertebrados marinhos têm sido muito bem-sucedidos (HOLZ; SIMÕES, 2005). Trabalhos como o de Banerjee & Kidwell (1991) e Fürsich & Oschmann (1993) demonstram que estas maiores ocorrências e acumulações fósseis coincidem com superfícies estratigráficas significativas, evidenciando que mais estes aspectos da dinâmica sedimentar, como espaço de acomodação e aporte sedimentar, condicionam o registro fóssilífero (BRETT, 1995).

Dentre os trabalhos contendo modelos preditivos destaca-se o de Brett (1995). Considerando taxas de aporte sedimentar e energia do meio ao longo de tratos de sistemas em sequências marinhas, o autor traça relações com tafofácies dos registros Ordovicianos do estado de Nova Iorque. Em seu modelo o LS e depósitos imediatamente superiores são caracterizados por concentrações fóssilíferas fragmentadas e retrabalhadas, devido a pouco espaço de acomodação e a ação das ondas no começo do subsequente TST. Devido ao gradual aumento da profundidade e retenção dos rios pelo avanço da linha de costa, o TST tem como característica pouco retrabalhamento dos sedimentos de fundo e pouca sedimentação pelágica, de modo que os fósseis depositados neste período terão também menos chance de sofrer retrabalhamento, e há maiores chances de soterramento por eventos episódicos (como por exemplo, depósitos de *obrutition*, responsáveis por várias preservações excepcionais; BRETT *et al.*, 2012; BRETT; SEILACHER, 1991). Estas características se fortalecem em direção à SIM, porém os fósseis se tornam mais suscetíveis a processos como corrosão ou bioerosão, o que tendência o registro em favor de bioclastos mais geoquimicamente estáveis, como ossos de vertebrados (fosfáticos). Fósseis no TSNA ocorrem em concentrações finas. Entretanto, coquinas são observadas marcando a divisão entre a parte inicial do TSNA da final, e receberam a denominação de “camada precursora”.



**Figura 13.** Tafofácies e acumulações esqueléticas em uma seção de 10 m do Devoniano Médio do estado de Nova Iorque. **(A, B)** Depósitos do TST logo acima do LS; intenso retrabalhamento por pouco espaço de acomodação e ravinamento por ondas na superfície transgressiva (ST; atualmente referida por SRM). **(C)** Depósitos do TSNAI (inicial); baixa energia, piritização. **(D)** horizonte condensado da “camada precursora” (CP); marca o começo de uma queda rápida no nível de base, com conseqüente erosão e formação de um lag basal. **(E)** TSNAF (final); alta agitação e bioturbação; fósseis isolados mas tipicamente bem preservados; tempestitos tornam-se mais comuns. **(F)** Topo regressivo; arenitos com conchas e ECH. Modificado de Brett (1995).

Este modelo foi aplicado com sucesso para a Bacia do Paraná por Simões & Ghilardi (2002), e Zabini *et al.* (2012).

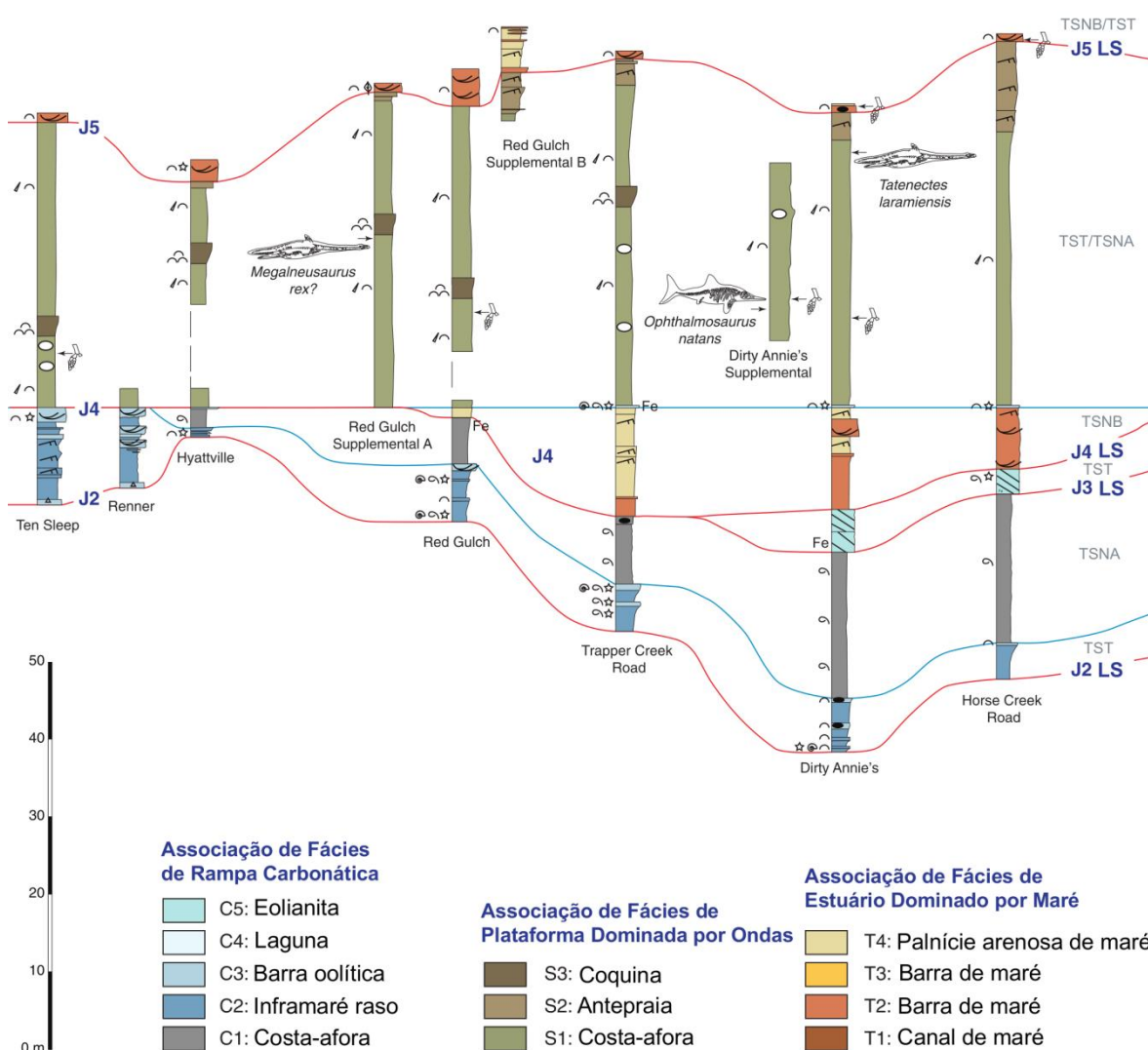
Em contrapartida, estudos tafonômicos para vertebrados marinhos, incluindo para tafonomia básica, são muito menos numerosos (BOESSENECKER; PERRY; SCHMITT, 2014; ROGERS; KIDWELL, 2000).

Rogers & Kidwell (2000) comparam acumulações fossilíferas encontradas em superfícies significativas, principalmente superfícies erosivas, com a magnitude de tempo que estas encerram. O trabalho foi feito nas Formações Two Medicine e Judith River (Campaniano, Cretáceo), onde estratos continentais e marinhos rasos se intercalam em mais de uma ordem de grandeza. O resultado obtido foi na maior

parte negativo, pois superfícies fortemente erosivas e contendo vastos hiatos temporais (limites de sequência de terceira ordem) foram constatadas como estéreis, enquanto outras superfícies menores, como simples bases erosivas de canais de maré, abrigavam concentrações. A presença de restos fósseis nestes hiatos é então relacionada ao conteúdo fossilífero das camadas subjacentes, que foram erodidas. Os autores também reconhecem a maior propensão de preservação durante o TST.

Tapanila *et al.* (2008) descreve uma acumulação fóssil associada a conglomerados fosfáticos em TST na Trans-Saharan Seaway do Eoceno de Mali. Coprólitos e ossos de peixes e répteis foram preservados em um contexto de fosfogênese, de modo que praticamente não há restos esqueléticos carbonáticos.

## SSE



**Figura 14.** Perfil estratigráfico da Formação Sundance no flanco leste da Bacia Bighorn, Wyoming. Modificado de McMullen *et al.* (2014).

Peters *et al.* (2009) e McMullen, Holand & O'Keefe (2014) também apontam maior propensão à preservação de vertebrados marinhos no TST, em especial em superfícies de inundação (Figura 14). Já Boessenecker, Perry & Schmitt (2014), reportam a ocorrência de diversos *bonebeds* em um TSNA, mas também em sua maioria relacionados à superfícies de inundação, atribuídas a parasequências.

Em aparente acordo com o modelo preconizado por Brett (1995), há uma clara tendência à preservação de fósseis de vertebrados marinhos no TST, em especial associados a superfícies de inundação. Isto provavelmente se deve à maior resistência destes bioclastos a ataques químicos do meio, na interface água-sedimento, quando expostos por períodos relativamente prolongados, aos quais restos esqueléticos carbonáticos mais dificilmente resistem. Isto se soma ao baixo aporte sedimentar destes períodos, permitindo o acúmulo atricial devido a um hiato sedimentar (BRETT, 1995).

Em conclusão, a estratigrafia de sequências se mostra mais uma vez uma ferramenta versátil e poderosa para a análise do registro sedimentar e fóssil. Comparação da disposição e condições em que os fósseis se apresentam com seu arcabouço permite a identificação de processos sedimentares atuantes, e melhor consideração da gênese do registro fóssil. Ou em outras palavras, uma melhor resposta para a pergunta fundamental de Pat Shipman (1981): “*What are these bones doing here?*”<sup>18</sup>.

### 3.2. Formação Irati

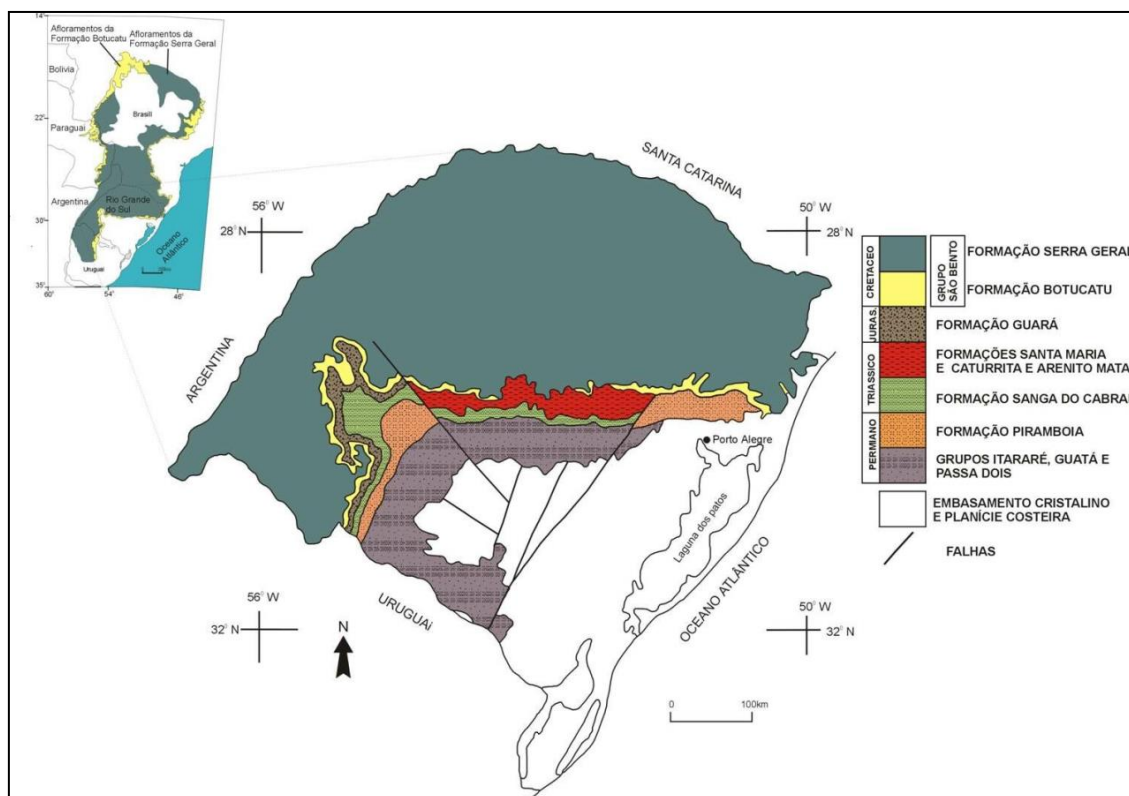
A Formação Irati, cujo nome significa “Rio do Mel” (AMARAL, 1971), foi assim definida por White (1908), e sempre chamou a atenção de estudiosos por seus folhelhos betuminosos, os quais apresentam uma das maiores concentrações de matéria orgânica do mundo (podendo ultrapassar 30% COT; ARAÚJO, 2001). E talvez mais notório ainda seja seu conteúdo fossilífero, tendo seus répteis mesossaurídeos sido usados para correlação com a Bacia de Karoo, e uma das evidências da Deriva Continental (DU TOIT, 1927). Estas características a fizeram um marco na Bacia do Paraná (LAVINA, 1991).

Estendendo-se por uma área de mais de 1,5 milhão de quilômetros quadrados, a Bacia do Paraná se apresenta como uma extensa depressão preenchida por rochas

---

<sup>18</sup> Em português, “o que estes ossos fazem aqui?”.

sedimentares e magmáticas, chegando à espessura máxima de ao redor de 7.000 m, próximo à calha do rio que lhe empresta o nome (MILANI *et al.*, 2007). Sua “forma ovalada” com eixo maior aproximadamente N-S abrange o Brasil (1.000.000 km<sup>2</sup>), Argentina, (400.000 km<sup>2</sup>), Uruguai (100.000 km<sup>2</sup>), e Paraguai (100.000 km<sup>2</sup>) (SCHNEIDER *et al.*, 1974).



**Figura 15.** Localização da Bacia do Paraná na América do Sul, e detalhe de suas unidades pertencentes aflorantes no Rio Grande do Sul. Retirado de Horn (2010).

Milani (1997) identificou seis sequências deposicionais de segunda ordem dentro da Bacia do Paraná (Figura 16). A terceira, denominada Supersequência Gondwana I, abriga a Formação Irati (Figura 17). A formação é a unidade basal do Grupo Passa Dois, o qual representa o início da fase regressiva após o máximo transgressivo na Formação Palermo, subjacente. A faixa aflorante do Grupo Passa Dois no Brasil encontra-se na borda leste da bacia, atravessando os estados de Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, e Rio Grande do Sul, na forma de um grande “S” (fig. 18).

Idades absolutas para a Formação Irati foram obtidas por Santos *et al.* (2006), com base no método de datação por zircão U-Pb SHRIMP. Isto a insere no andar Kunguriano (COHEN *et al.*, 2013; updated), dentro da biozona *Lueckisporites virkkiae* (SANTOS *et al.*, 2006; SOUZA; MARQUES-TOIGO, 2005).

Sua litologia uniforme e conteúdo fossilífero permitiram correlações com diversas unidades estratigráficas na América do Sul e África, sendo estas: a Formação Mangrullo (Uruguai) ainda na Bacia do Paraná (DELANEY; GOÑI, 1963); Formação Chacabuco (Argentina e Paraguai) na Bacia do Chaco-Paraná (ARAÚJO, 2001; BEDER, 1923); Formação Whitehill nas Bacias de Kalahari, Warmbad, e Karoo (Grande Karoo, África) (ARAÚJO, 2001; OELOFSEN; ARAÚJO, 1983); e a Formação B2 das Ilhas Falkland (ARAÚJO, 2001).

O Arco de Ponta Grossa se mostra uma feição importante com relação à Formação Irati (ROHN, 2007), de modo que divide sua litologia em um “padrão norte” e um “padrão sul”. Nos estados de São Paulo, Goiás, e no norte do Paraná dominam depósitos carbonáticos, em sucessões rítmicas alternadas de carbonatos e folhelhos. Sul do arco, as sucessões tornam-se mais lamosas, de modo que no Rio Grande do Sul a Formação é caracterizada por apenas dois níveis distintos de carbonatos, e dois de folhelho negro betuminoso, separados entre si por pelitos (AMARAL, 1971; ARAÚJO, 2001; HACHIRO, 1996).

Em termos litoestratigráficos formais, a Formação é dividida nos Membros Taquaral e Assistência, respectivamente, inferior e superior (BARBOSA; ALMEIDA, 1948; BARBOSA; GOMES, 1958; SCHNEIDER *et al.*, 1974). O Membro Taquaral apresenta espessura entre 10 e 20 m em média, sendo formado por siltitos e pelitos cinza a negros e folhelhos de cor cinza escuro a cinza claro. Estruturas que não estratificações paralelas são raras (HOLZ *et al.*, 2010; SCHNEIDER *et al.*, 1974). Seus contatos inferior e superior, respectivamente com a Formação Palermo e o Membro Assistência, são concordantes. No estado de São Paulo, um contato descontínuo pode ser observado com a Formação Tatuí (HOLZ *et al.*, 2010). Por sua vez, o Membro Assistência compreende folhelhos negros betuminosos e não-betuminosos associados a carbonatos, sendo comum a composição dolomítica. Estruturas encontradas nos folhelhos são praticamente apenas laminações paralelas. Em contraposição, as rochas carbonáticas apresentam marcas de onda, estratificações cruzadas como ECH, brechas e conglomerados intraformacionais, e laminação criptomicrobial (ARAÚJO, 2001; HOLZ *et al.*, 2010).

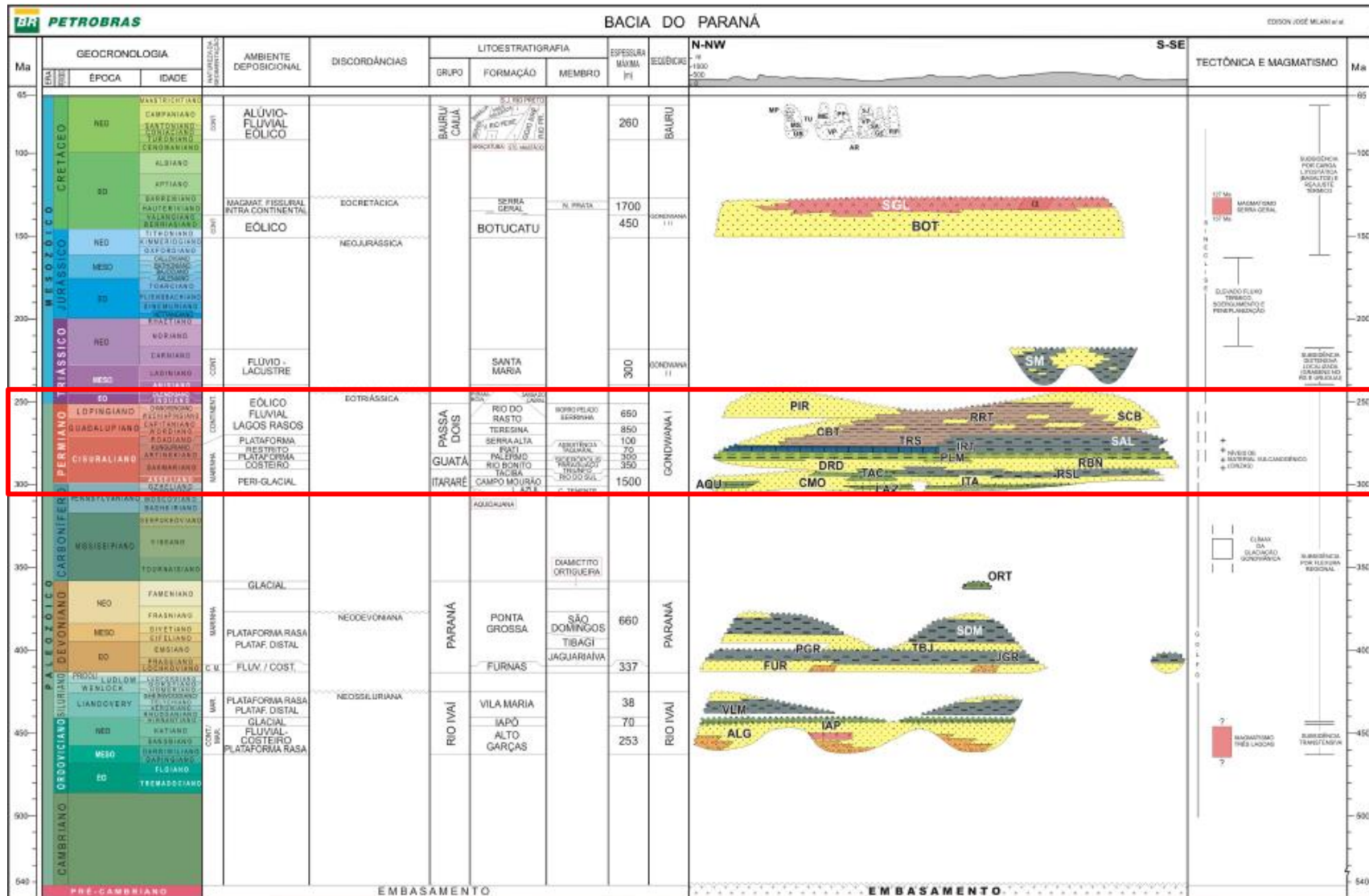
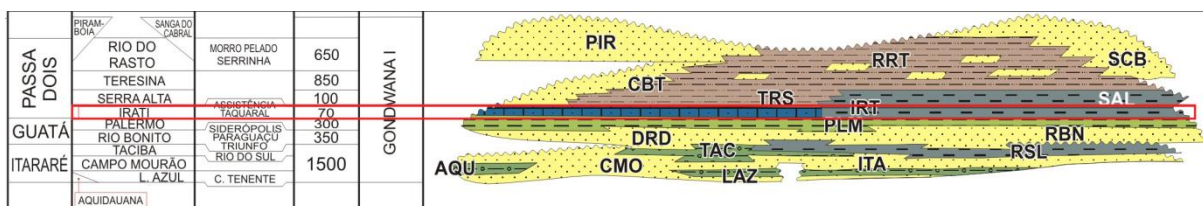


Figura 16. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, ressaltando a Supersequência Gondwana I, da qual faz parte o Grupo Passa Dois, e a Formação Itati. Modificado de Milani *et al.* (2007).



**Figura 17.** Detalhe da Supersequência Gondwana I, destacando a posição da Formação Irati. Modificado de Milani *et al.* (2007).

Em sua carta estratigráfica apresentando sequências deposicionais de terceira ordem dentro da Supersequência Gondwana I, Holz *et al.* (2010) consideram a base da Formação Irati como uma queda do nível de base e um subsequente evento transgressivo. Deste modo, para estes autores a Formação Irati é equivalente à a quinta Sequência Depositional Neopaleozoica de Terceira Ordem (LPTS-5; HOLZ *et al.*, 2010) dentro da Supersequência Gondwana I. O limite entre os Membros Taquaral e Assistência é para estes autores um limite de sequência menor.



**Figura 18.** Faixa aflorante do Grupo Passa Dois no Brasil. Modificado de Soares (2003).

Em termos de paleobotânica, a Formação Irati é caracterizada pela flora *Polysolenoxylon-Glossopteris* (HOLZ *et al.*, 2010). Na área da palinologia, encontra-se dentro da Zona de intervalo *Luekisporites vrikkiaae*, ocorrendo gêneros como *Alisporites* e *Vittatina* (CHAHUD, 2011; SOUZA; MARQUES-TOIGO, 2005). Abundantes chondrycties, sarcopterígeos, actinopterígeos e outros peixes ocorrem



na base do membro Taquaral (CHAHUD, 2011), e principalmente escamas isoladas ocorrem no Membro Assistência (HOLZ *et al.*, 2010). Porém, os elementos que caracterizam a fauna da formação são os crustáceos pigocefalomorfos e os répteis mesossaurídeos (ARAÚJO-BARBERENA, D. C.; TIMM, 2000; SEDOR; FERIGOLO, 2001). Os registros destes últimos, encontrados no Brasil, Paraguai, Uruguai, Namíbia e sul da (BEDER, 1923; OELOFSEN, 1981) incluem esqueletos preservados articulados, desarticulados, e também ossos isolados.

### 3.2.1. Interpretações paleoambientais

Concepções acerca do ambiente deposicional da Formação Irati foram motivo de debate desde suas primeiras descrições. O principal motivo é sem dúvida a ausência de fósseis tipicamente marinhos (LAVINA, 1991), o que levou White (1908) a supor a deposição do Irati a partir de diversos lagos originários de degelo.

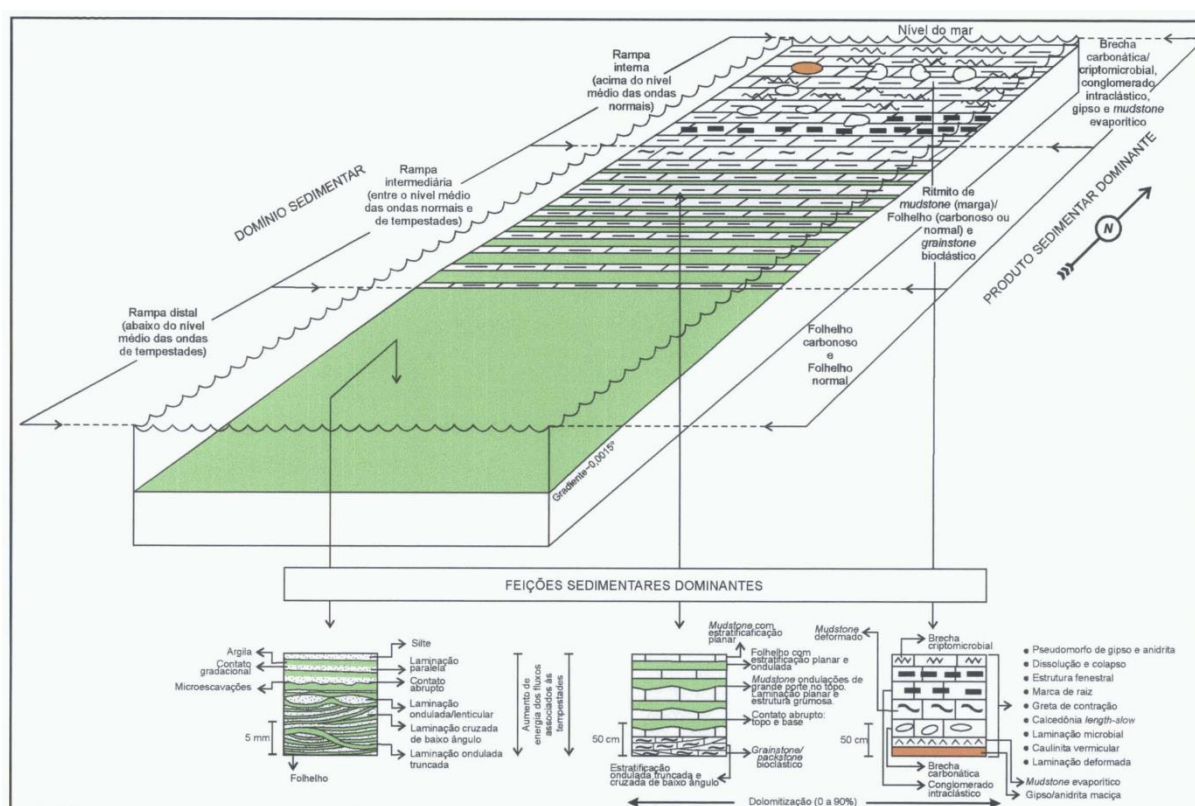
Porém, progressivas constatações em estudos ao longo dos anos de parâmetros como por exemplo a continuidade das fácies da Formação Irati ao longo da Bacia do Paraná (e até através do Oceano Atlântico), e a presença de evaporitos no norte da bacia levaram progressivamente a maioria dos autores a considerarem o ambiente deposicional da formação como marinho (ARAÚJO, 2001; BEURLEN, 1957; HOLZ *et al.*, 2010; LAVINA, 1991; SCHNEIDER *et al.*, 1974).

A chegada ao final dos anos 1980 da “escola neocatastrofista” no Brasil (DELLA FÁVERA, 1987; LAVINA; BARBERENA; AZEVEDO, 1991; SOARES, 1996), e o reconhecimento de tempestitos no Rio Grande do Sul contribuíram para fortalecer a visão de um mar. Isto por que ECH são estruturas típicas de sistemas parálicos dominados por ondas (HARMS *et al.*, 1975).

A Formação Irati passou a ser vista então como depositada em um mar interior, ou epeírico, com comunicação limitada com o oceano. O Membro Taquaral teria sido depositado em ambiente marinho abaixo do nível de ação das ondas (SCHNEIDER *et al.*, 1974), mas ainda apresentando níveis de oxigênio normais nos sedimentos de fundo (ARAÚJO; RODRIGUES; SCHERER, 2004; GOLDBERG; HUMAYUN, 2016), indicando boa circulação de água.

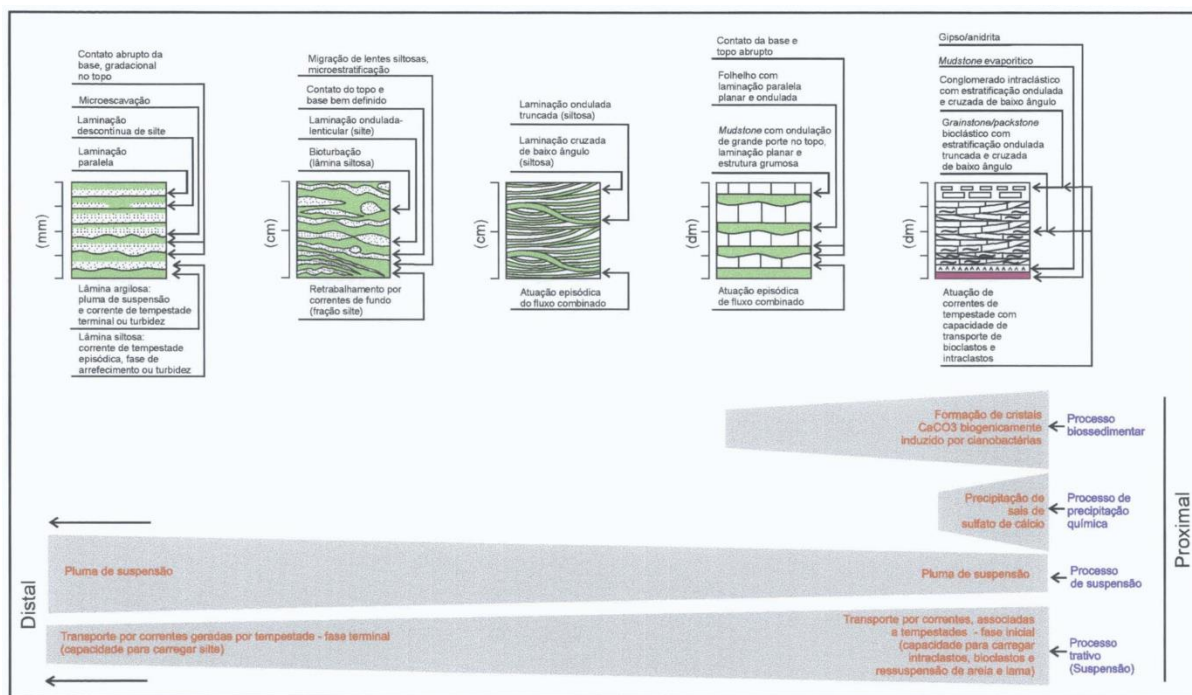
Já o Membro Assistência teria sido formado em um mar raso e muito extenso, admitindo uma possível conexão com o Oceano Pantalassa apenas no extremo sul da atual América do Sul (LAVINA; ARAÚJO-BARBERENA, D. C., 1994). Esta

restrição teria gerado uma estratificação das águas. As águas de fundo seriam mais densas, devido à salinidade mais alta, e com temperatura mais baixa. As águas mais superficiais e, especialmente as mais rasas, teriam influência dos rios, sendo salobras, oxigenadas, mais quentes e, portanto, menos densas. A estagnação do corpo d'água impediria a mistura da água de fundo com a água de superfície, sendo o limite entre elas denominado termoclina. Este cenário permitiria a criação de um ambiente sapropélico no fundo, o qual depositaria os folhelhos betuminosos ricos em matéria orgânica e ácido sulfídrico (H<sub>2</sub>S) (BEURLIN, 1957; LAVINA, 1991). Locais onde a restrição fosse ainda maior apresentariam condições hipersalinas (SCHNEIDER *et al.*, 1974; HOLZ *et al.*, 2010).



**Figura 19.** Modelo deposicional de rampa carbonática homoclinal para a Formação Irati. Retirado de Araújo (2001).

Araújo (2001) interpretou o ambiente deposicional da Formação Irati como uma rampa carbonática homoclinal (Figura 19), utilizando as divisões de ambientes de Burchette & Wright (1992). Esta visão tem amplo caráter integrador, pois agrupa no mesmo ambiente gerador as fácies carbonáticas do norte da bacia, com as fácies siliciclásticas finas mais ao sul. Em adição, mostra a ação dos mesmos processos (tempestades) atuando para os dois ambientes ao longo de um gradiente batimétrico, e composicional (Figura 20).



**Figura 20.** Esquematisação de produtos deposicionais e seus processos inferidos para a Formação Irati. Retirado de Araújo (2001).

A salinidade do Mar Whitehill-Irati também sempre foi alvo de debates. Grande parte do problema se deve, novamente, à ausência de registros de fósseis exclusivamente marinhos para a Formação Irati (LAVINA, 1991). De fato, Burjack (1984) reporta a presença de algas *Botryococcus* no Irati do Rio Grande do Sul, classicamente consideradas como organismos de água doce ou salobra. Em contrapartida, Petri & Coimbra (1982), observando a presença de evaporitos em sondagens no estado de São Paulo, atribuíram condições de salinidade muito alta para a Formação Irati. Suguio; Salati & Barcelos (1974) estudando isótopos estáveis da Formação Corumbataí (pertencente Grupo Passa Dois no estado de São Paulo), também concluem que este corpo d'água seria lacustre, fortemente salino e com alta evaporação.

Abrindo uma terceira linha de pensamento, Beurlen (1957) constatou a presença de invertebrados fósseis tanto marinhos quanto de água doce no Grupo Passa Dois. Rodrigues & Quadros (1976) estudaram teores de boro para o grupo e concluíram que a salinidade seria muito variável ao longo da bacia, apesar de superior à da Formação Palermo, o que seria explicado pela restrição da bacia. Conclusão semelhante foi alcançada por Oelofsen & Araújo (1983), que ao aplicarem o modelo deposicional inicialmente concebido para a Formação Whitehill (correlata da Fm. Irati na África do Sul) propuseram que os carbonatos de São Paulo teriam sido

depositados em águas rasas e oxigenadas, enquanto os folhelhos negros abundantes no sul da bacia teriam sido resultantes de deposição em águas profundas de alta salinidade. As conclusões destes últimos autores contrastam diretamente com as inferências de Burjack (1984).

Lavina (1991) faz uma síntese dos trabalhos publicados acerca da salinidade do Grupo Passa Dois e utiliza principalmente as propostas de Beurlen (1957) para defender que a salinidade deste corpo d'água seria em geral reduzida, mas com variações locais, devido à conexão restrita com o oceano. Defende também que um corpo de água que se estenderia desde o Uruguai até o estado de Goiás, e à África do Sul deve propriamente ser referido como "mar".

Novamente, o modelo de Araújo (2001) pode ser empregado de maneira unificadora. Baseado nas noções de estratigrafia de sequências, o autor identifica três sequências deposicionais dentro da Formação Irati (SI1, SI2, SI3). Munido de dados geoquímicos de diversas fontes, este autor constata que períodos regressivos, com baixo espaço de acomodação causaram a bacia a se tornar restrita, ativando a fábrica carbonática e criando momentos de hipersalinidade, especialmente no domínio norte. Quando o mar volta a subir em um período de transgressão, o aumento da lâmina d'água e a maior dificuldade de eventos de tempestade atingirem os sedimentos de fundo causam estratificação do corpo d'água, depositando os folhelhos negros (Figura 21).

Tais interpretações de um corpo d'água restrito, de salinidade variável e dependente da variação do nível de base são reforçadas pelas interpretações paleogeográficas de Lavina (1991) e Lavina & Araújo-Barberena (1994), na qual a comunicação do Mar Whitehill-Irati com o oceano seria mais provavelmente uma saída única pela região ao sul da Sierra de La Ventana, em direção à Bacia Central Patagônica. Também concluem que o Escudo Sul-Rio-Grandense seria uma ilha, e a comunicação entre os Mares Whitehill (atual África) e Irati (atual América do Sul) ocorreria por um braço de mar que se estenderia por cima do Uruguai. Araújo (2001) corrobora as proposições destes autores em que a comunicação mais provável com o mar é uma única via pelo extremo sul das atuais América do Sul e África, porém discorda que o Escudo-Sul-Riograndense seria uma ilha (Figura 22).

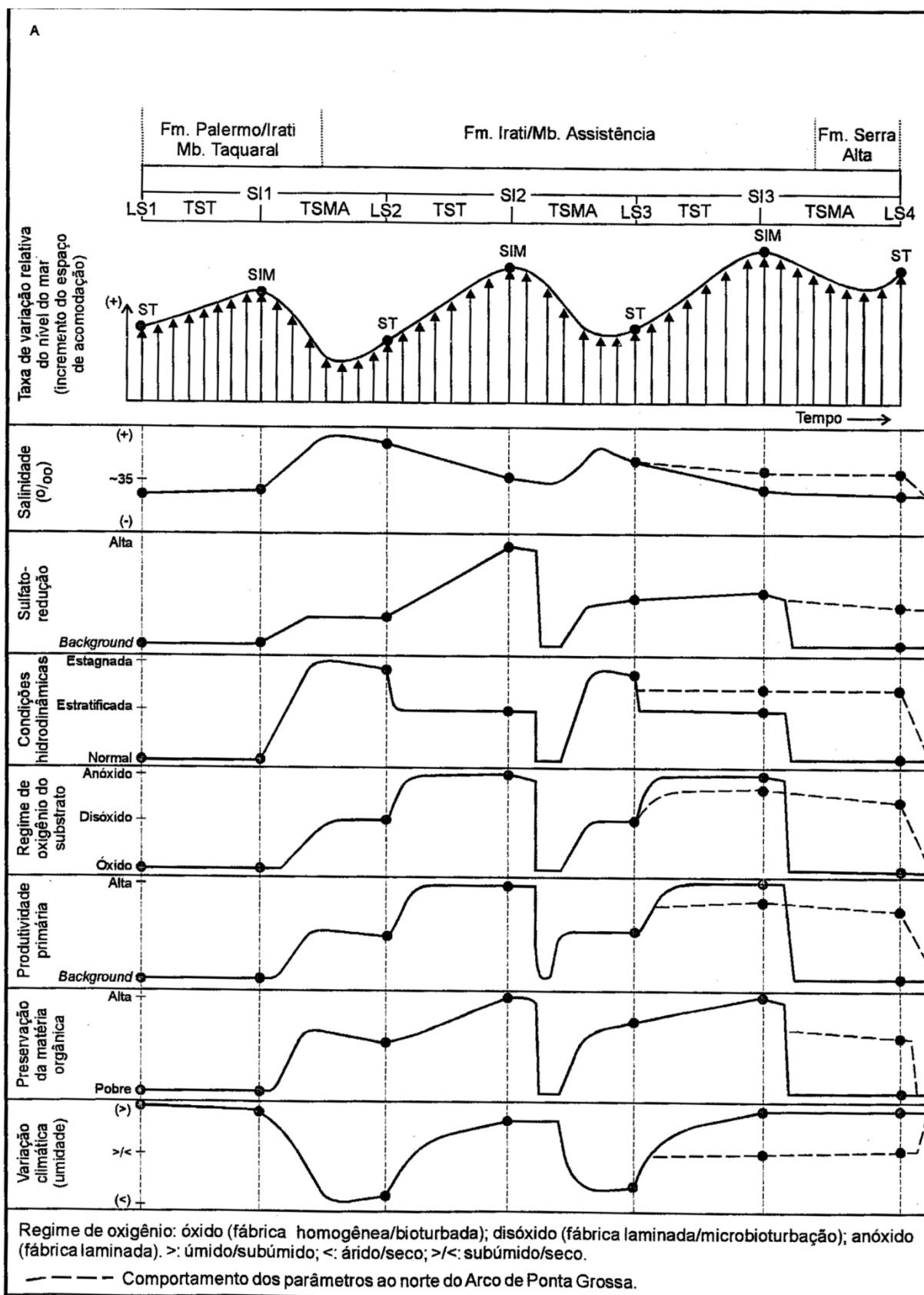
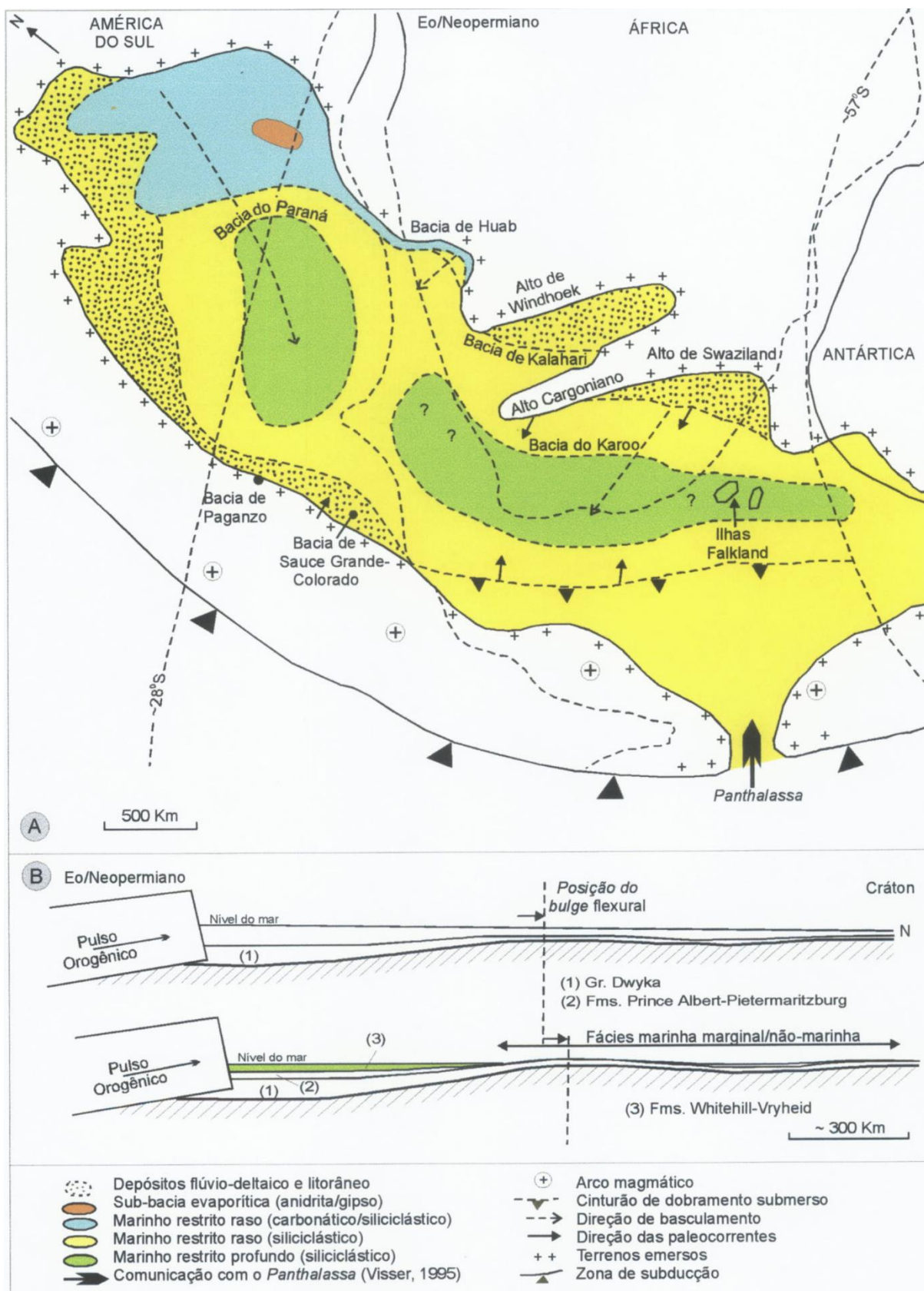


Figura 21. Curvas de variação de vários parâmetros físicos e geoquímicos em relação à curva de taxa de variação relativa do nível do mar. Retirado de Araújo (2001).

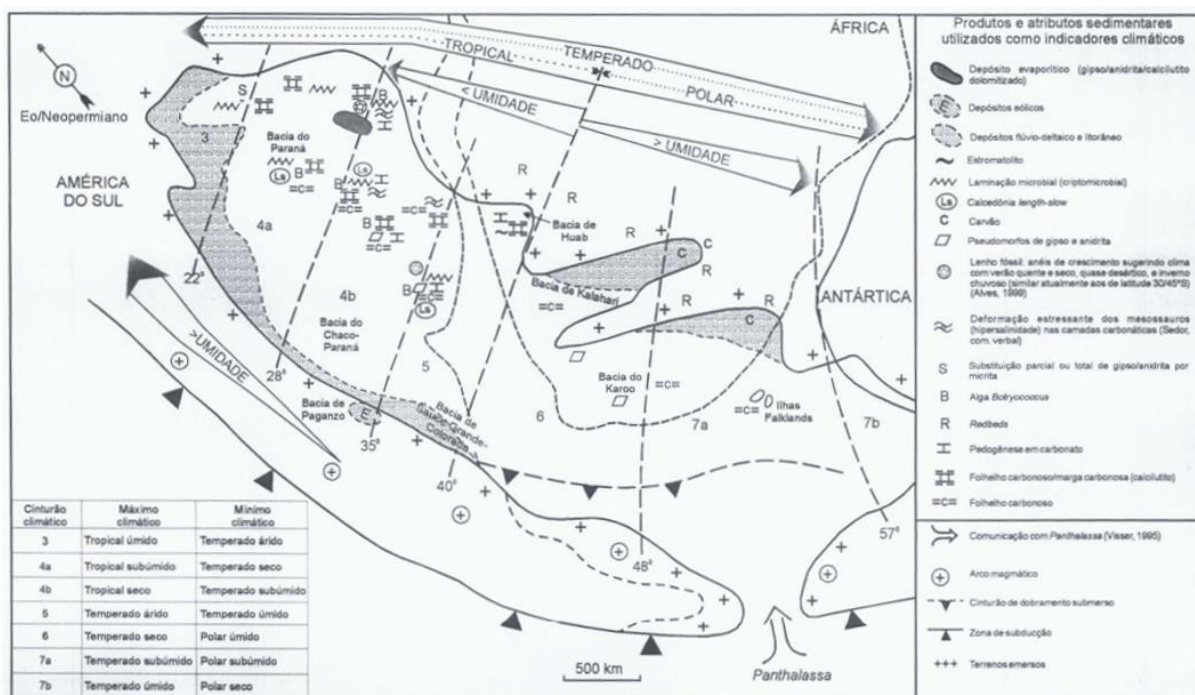
As interpretações acerca do clima vigente durante o Permiano Inferior da Bacia do Paraná não já não são tão controversas. Burjack (1984) aponta a abundância de grãos de pólen estriados como indicativo de sazonalidade entre estações secas e úmidas. Vários autores (e.g., MENDES, 1961) fizeram estudos em troncos fósseis e relataram que os anéis de crescimento indicam alternância de estações com maior ou menor disponibilidade de água. Adaptações xeromórficas da flora indicam períodos de chuva e seca, além de adaptações a variações de salinidade. O próprio processo de silicificação requer variações entre estações secas e úmidas. Em especial Alves (1994), com base em anéis de crescimento em troncos fósseis do gênero *Barakaroxyllum* da Formação Irati do Rio Grande do Sul, propõe que as plantas passaram por anos com estações bem marcadas, mas constantes. Este clima seria comparável ao do atual Mar Mediterrâneo. Neste clima, os verões podem apresentar secas de vários meses, enquanto no inverno as massas de ar invadem o ambiente na forma de tempestades, gerando alta precipitação.

Dados sedimentológicos são usados por Mendes (1961, 1967). No primeiro trabalho, o autor relata que os carbonatos, em função de sua abundância, não podem ter sido depositados em águas frias. No segundo, propõe que os folhelhos negros alternados com dolomitos são resultado de variações climáticas que influenciavam na circulação vertical de água.

Utilizando-se da reconstrução paleogeográfica do Mar Whitehill-Irati, e de indicadores paleoclimáticos dos registros sedimentares na formação, Araújo (2001) infere que devido à sua vastidão e posição paleogeográfica, o Mar Whitehill-Irati se encontrava entre os paralelos de 20°S e 65°S, estando sob a influência de sete zonas climáticas. A Bacia do Paraná em especial (20°S – 40°S) estava dentro do cinturão cinturão tropical temperado, com predomínio de fases menos úmidas (Figura 23).



**Figura 22.** Mapa paleogeográfico do Mar Whitehill-Irati e inferido efeito do orógeno na margem do continente. Retirado de Araújo (2001).



**Figura 23.** Posicionamento aproximado dos cinturões climáticos influenciando a sedimentação no Mar Whitehill-Irati. São relacionados atributos sedimentares possível significado paleoclimático. Retirado de Araújo (2001).

### 3.2.2. Tempestades no Mar Whitehill-Irati

Della Fávera (1987) analisou as acumulações fossilíferas e feições sedimentares (camadas com granodecrescência ascendente e ECH) no afloramento Passo do São Borja, no município de São Gabriel, Rio Grande do Sul. O autor interpretou-as como eventos de mortalidade em massa causados por tempestades.

Lavina *et. al.* (1991) fizeram uma interpretação plaeoambiental da Formação Irati baseada neste mesmo afloramento Passo do São Borja. Interpretaram que as duas camadas de calcarenito em meio a folhelhos betuminosos contendo horizontes delgados compostos praticamente por restos de mesossaurídeos correspondem ao registro de duas grandes tempestades. Devido aos fósseis da camada superior estarem mais bem articulados que os da inferior, interpretam que a segunda tempestade retrabalhou os sedimentos da primeira.

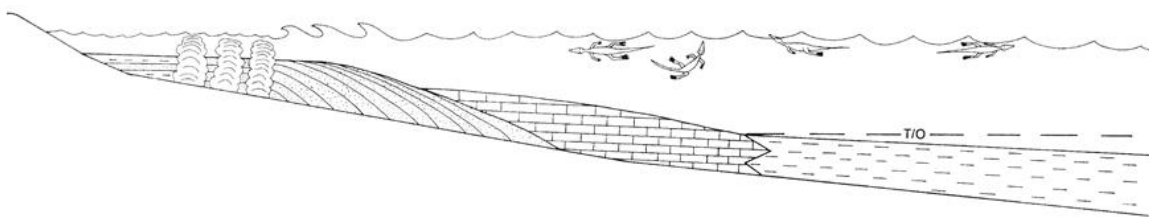
Segundo Lavina *et. al.* (1991), estas tempestades teriam intensidade anormalmente grande, gerando ondas grandes o bastante para remobilizar os sedimentos de fundo, o que teria levado à mistura das águas de fundo, ricas em



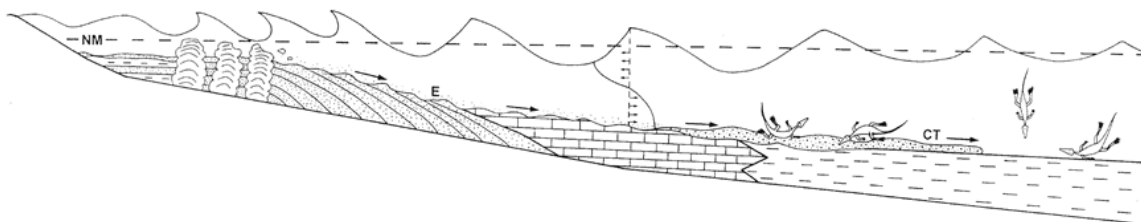
H<sub>2</sub>S, com as águas superficiais, produzindo condições anóxicas em toda a coluna d'água. Os seres que respirassem dentro d'água (e.g. crustáceos, peixes) seriam intoxicados, quebrando a cadeia alimentar e, conseqüentemente, impedindo o acesso dos répteis ao alimento. Estes autores, considerando que a paleolatidade do Mar Whitehill-Irati nesta região seria aproximadamente entre 50° – 60°S, inferem também que tempestades de inverno seriam as responsáveis pelas feições observadas no afloramento Passo do São Borja e não furacões (os quais ocorrem em latitudes menores).

Os estudos paleoambientais baseados em tafonomia foram continuados por Soares (1996, 2003). A autora analisou 106 espécimes de mesossaurídeos dos estados do Rio Grande do Sul (Afloramento Passo do São Borja), São Paulo e Paraná, os quais apresentam três diferentes classes de preservação. A Classe I corresponde a indivíduos articulados, a Classe II a indivíduos parcialmente articulados e a Classe III a indivíduos completamente desarticulados. Ela atribuiu, então, a cada uma das localidades uma tafofácies (fácies tafonômica). Ao Passo do São Borja foi atribuída a Tafofácies 1, a qual indicaria um ambiente proximal, de alta energia, onde os bioclastos sofrem intensa desarticulação e fragmentação. A Tafofácies 2, atribuída aos depósitos de São Paulo, representaria um ambiente distal onde apenas as maiores tempestades teriam energia para retrabalhar bioclastos. Finalmente, a Tafofácies 3 representaria os ambientes mais profundos da bacia, explicando porque poucos esqueletos encontram-se desarticulados nos folhelhos do Paraná.

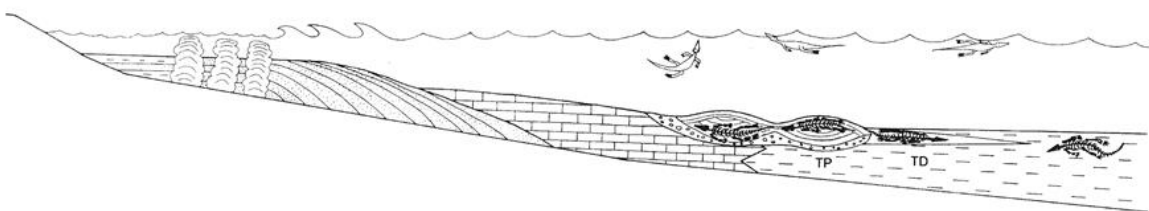
A partir destas classificações, foi criado um modelo tafonômico para a Formação Irati (Figura 24), incluindo o Afloramento Passo do São Borja. A história tafonômica multiepisódica se inicia com um evento de tempestade causando quebra da termo-oxiclina e ascensão de águas tóxicas, com a conseqüente morte e soterramento dos mesossaurídeos, produzindo os esqueletos da Classe I. Um evento posterior de tempestade voltaria a causar mortalidade dos répteis e retrabalharia os restos depositados anteriormente, gerando esqueletos de Classe II e III. A batimetria teria condicionado, então, a tafofácies preservada na localidade, assim como controla o retrabalhamento de outros sedimentos (Figura 11).



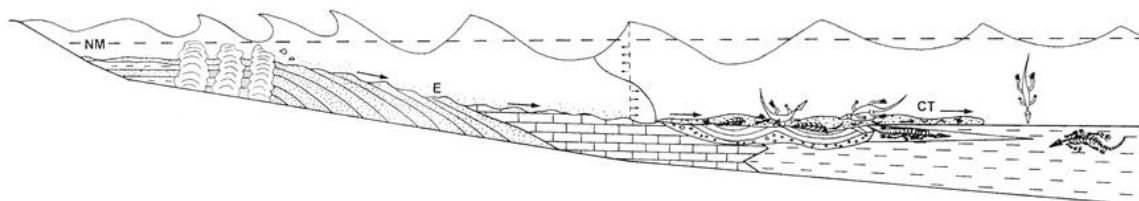
(A) Condições normais com mesossaurídeos vivendo em águas superficiais e o estabelecimento da termo-oxiclina (T/O) permitindo estratificação das águas.



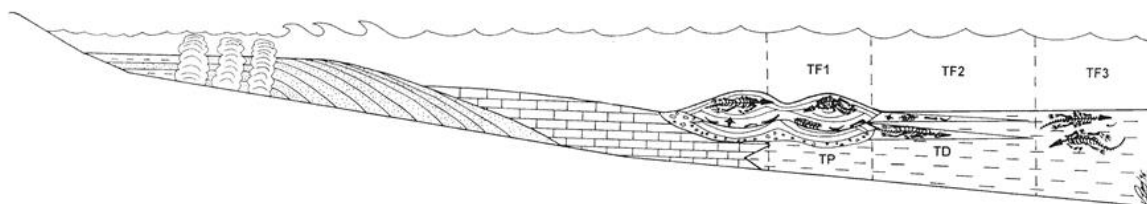
(B) Grande evento de tempestade afetando o nível do mar (NM) e produzindo fluxo combinado (ondas e correntes); quebra da termo-oxiclina e ascensão de águas tóxicas; erosão de sedimentos depositados anteriormente em (A), retrabalhamento e suspensão de material biogênico e sedimentar; transporte para regiões de costa-afora por correntes de turbidez (CT); mesossaurídeos morrendo, chegando ao fundo, e sendo enterrados.



(C) Condições normais; deposição de tempestitos proximais (TP) e distais (TD) em partes rasas da bacia; pouca perturbação do fundo em zonas mais profundas da bacia.



(D) Novo evento de grande tempestade retrabalhando depósitos prévios e materiais biogênicos associados originados em B e C; novas carcaças de mesossaurídeos chegando ao fundo e sendo enterradas.



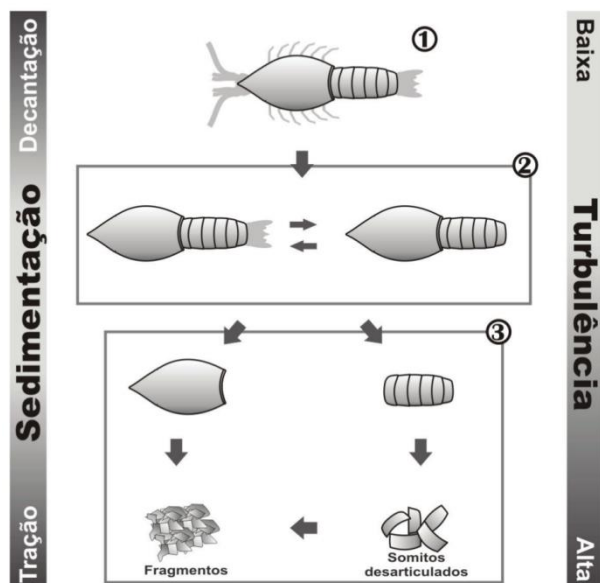
(E) (Continuação) Condições normais: formação de novos tempestitos sobrepostos aos mais anteriores (produzidos em C).

**Figura 24.** (Página anterior e continuação) Figura ilustrando seções transversais idealizadas do Mar Whitehill-Irati, mostrando a relação entre diferentes fácies e os processos que influenciaram a formação das tafofenoses de mesossaurídeos. Notar o desenvolvimento de fácies carbonáticas nas zonas marginais do litoral (incluindo estromatólitos e areias bioclásticas) em contraste com a predominância de depósitos siliciclásticos nas áreas de costa-afora. A até E sequenciam a geração de tafofacies ao longo do tempo. Tafofacies 1 (TF1) – zona de tempestito proximal; Tafofacies 2 (TF2) – zona de tempestito distal; Tafofacies 3 (TF3) – não há geração de tempestito. Retirado de Soares (1996).

Grings *et al.* (2011) refinaram a descrição do nível carbonático do afloramento Passo do São Borja e interpretaram a camada inferior como um turbidito, reconhecendo neste uma sequência de Bouma (1962). Os autores atribuíram a origem deste turbidito a uma tempestade de menor intensidade, a qual teria remobilizado sedimentos que teriam sido neste local redepositados. A segunda camada calcária teria sido gerada por uma tempestade maior, cujas ondas tiveram energia para remobilizar sedimentos a uma maior profundidade (onde havia deposição de folhelhos betuminosos).

Matos, Pretto & Simões (2013) fazem uma abordagem similar à de Soares (2003), para o Afloramento Passo do São Borja, porém com crustáceos pigocefalomorfos, classificando o estado de preservação dos espécimes nos tipos 1, 2, e 3 (completa ou parcialmente articulados, ou desarticulados). Estes autores também dividem os espécimes em 4 tipos de concentração: A, B, C, e D. As concentrações tipo A e B, presentes no estado de São Paulo, seriam resultado de tempestitos distais gerados por fluxos de turbidez desencadeados por tempestades, o que se evidencia por: “(i) contato basal brusco e irregular (erosivo?); (ii) arranjo caótico dos bioclastos, em planta e em seção; e (iii) pela presença de bioclastos empilhados e aninhados, muitos com a convexidade voltada para cima.” (MATOS; PRETTO; SIMÕES, 2013). As concentrações do tipo D, presentes também no estado de São Paulo, corresponderiam a turbiditos modificados por tempestades (*sensu* MYROW; FISCHER; GOODGE, 2002), cuja ação de ondas é evidenciada

pela disposição bimodal das carapaças. Finalmente, as concentrações tipo C correspondem a tempestitos proximais e ocorrem no afloramento Passo do São Borja, em São Gabriel.



**Figura 25.** Modelo tafonômico conceitual para crustáceos pigocefalomorfos. Desarticulação e fragmentação da carapaça em função da energia (turbulência) do meio, e do modo de transporte (sedimentação) das partículas pelo fluxo. Retirado de Matos, Pretto & Simões (2003).

### 3.3. Grupos fósseis de interesse

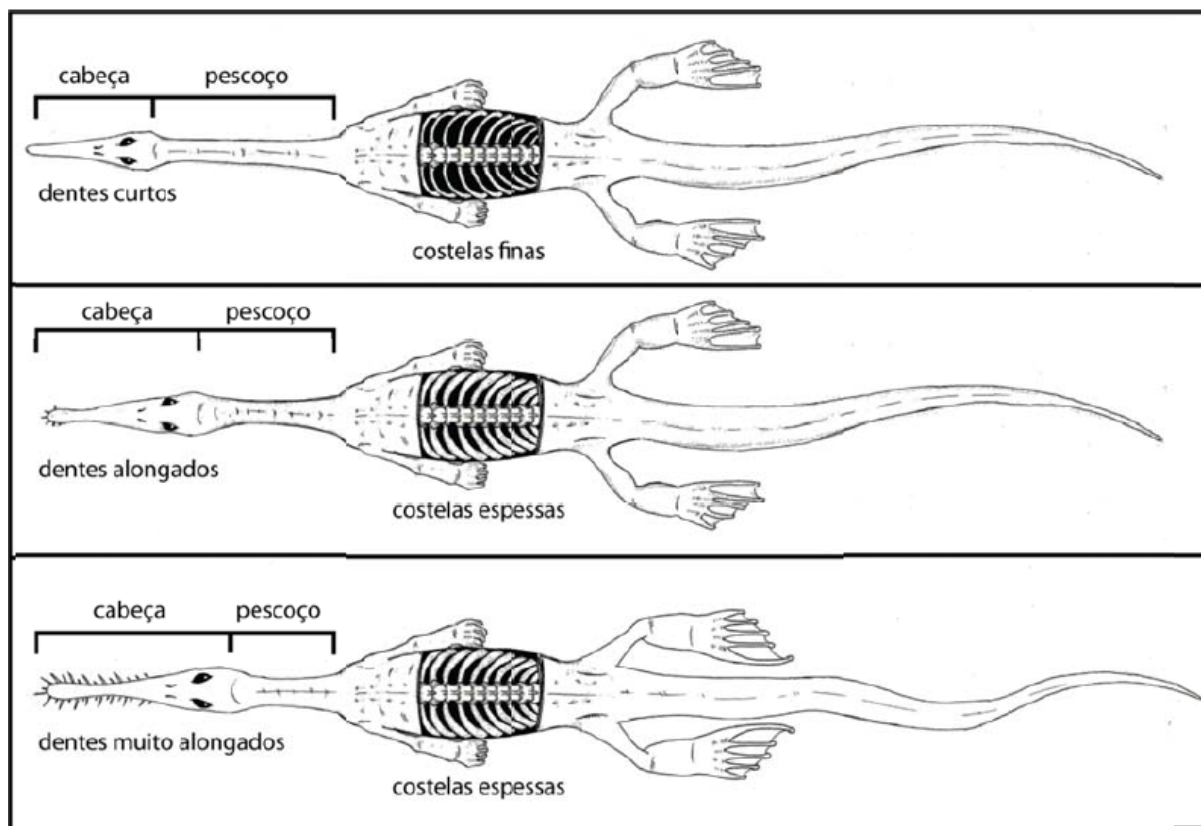
#### 3.3.1. *Mesosauridae*

A família Mesosauridae é notória por sua história. Sua distribuição disjunta na América do Sul e África foi talvez o mais conhecido argumento paleontológico utilizado por Alfred Wegener para fundamentar sua Teoria da Deriva Continental em 1915 (DU TOIT, 1927; LAVINA, 1991).

Os mesosaurídeos apresentam características para hábitos aquáticos, como cauda comprida e achatada (provavelmente utilizada como órgão propulsor), membros digitados em forma de remo e costelas espessas (PRETTO, 2012). Têm em média entre 40 e 50 cm de comprimento, dentes pontiagudos e crânio longo (SOARES, 1996). São encontrados em abundância na América do Sul e África, em especial nas formações Whitehill (África), Irati (Brasil), e Mangrullo (Uruguai) (OELOFSEN; ARAÚJO, 1983; SOARES, 1996; HOLZ *et al.*, 2010).

Sua classificação filogenética atual não é consenso entre os estudiosos, mas admite-se que é um grupo basal de amniotas, geralmente posicionado como o grupo mais basal dentro dos pararrépteis (e.g. MODESTO, 2006), mas alguns autores

defendem que o grupo ocupe uma posição externa aos pararrépteis, na base dos Sauropsídeos (e.g. LAURIN; REISZ, 1995).



**Figura 26.** Desenho esquemático, apontando algumas das principais características diagnósticas entre os três táxons válidos de Mesosauridae. Acima, *Brazilosaurus*; no centro, *Stereosternum*; abaixo, *Mesosaurus*. Fonte: retirado de Pretto (2012).

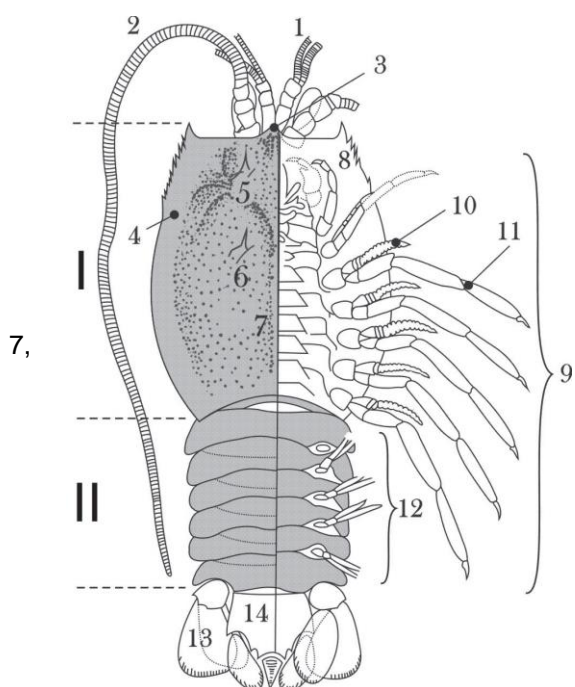
Hoje, são considerados válidos três táxons de mesossaurídeos: *Mesosaurus tenuidens* Gervais (1864), *Stereosternum tumidum* Cope (1886), e *Brazilosaurus saopauloensis* Shikama & Ozaki (1966). Suas características diferencias estão ilustradas na figura 21. Destes, apenas o gênero *Brazilosaurus* é exclusivo da América do sul. O táxon “*Mesosaurus brasiliensis*” MacGregor (1908) extremamente comum na bibliografia brasileira, é hoje considerado sinônimo-júnior de *Mesosaurus tenuidens* Gervais (1864) (OELOFSEN; ARAÚJO-BARBERENA, 1987).

As costelas dos gêneros *Stereosternum* e *Mesosaurus*, e os arcos hemais dos gêneros *Stereosternum* e *Brazilosaurus* apresentam paquiostose. A paquiostose caracteriza-se pelo espessamento da região cortical do osso, além de compactação e mineralização de todo o tecido ósseo. Isso aumenta a densidade das costelas e do animal como um todo, permitindo um melhor equilíbrio hidrostático, o que caracteriza uma adaptação ao meio aquático (TIMM; ARAÚJO-BARBERENA, 2006)

### 3.3.2. *Pygocephalomorpha*

Os crustáceos da Ordem *Pygocephalomorpha* Beurlen 1930 pertencem à classe dos malacostracos e são, dentre estes, o grupo mais bem representado no registro fóssil, especialmente para o Paleozoico (TAYLOR; SHEN; SCHRAM, 1998). Os grupos dentro da Ordem *Pygocephalomorpha* ainda são motivo de discussão na literatura (MATOS; PRETTO; SIMÕES, 2013; PIÑEIRO *et al.*, 2012; TAYLOR; SHEN; SCHRAM, 1998), havendo propostas de sinonimização (ou manutenção) de táxons (MATOS; PRETTO; SIMÕES, 2013), além da criação de novos gêneros (*e.g.*, PIÑEIRO *et al.*, 2012).

O grupo tem ampla ocorrência no Carbonífero e Permiano da América do Norte e do Sul, Rússia, Europa, África, e China (TAYLOR; SHEN; SCHRAM, 1998). São comuns na Bacia do Paraná os gêneros *Paulocaris*, *Liocaris* e *Pygaspis* (PAZINATO; SOARES; ADAMI-RODRIGUES, 2016). Recentemente, três novos gêneros foram descritos, e foram encontradas evidências de dimorfismo sexual em pigocefalomorfos da Formação Irati (ADAMI-RODRIGUES; PAZINATO; PINTO, 2017; PAZINATO; SOARES; ADAMI-RODRIGUES, 2016). A figura 27 apresenta uma reconstrução de um indivíduo.



**Figura 27.** Reconstrução da anatomia de crustáceo pigocefalomorfo, com base em Adami-Rodrigues & Pinto, 2000). Abreviações: I, cefalotórax; II, abdômen; 1, antênulas; 2, antenas; 3, rostro; 4, carapaça; 5, espinho gástrico; 6, espinho hepático; 7, carena; 8, maxilípede; 9, pereópodes; 10, endopodito; 11, exopodito; 12, pleópodes; 13, urópode; 14, télson. Em cinza, as partes anatômicas mais comumente encontradas na Formação Irati (carapaças predominam sobre somitos abdominais). Retirado de Matos, Pretto & Simões (2013).

#### 4. REFERÊNCIAS

ADAMI-RODRIGUES, K.; PAZINATO, P. G.; PINTO, I. D. New species of Pygocephalomorpha (Crustacea) from the Irati Formation, Paraná Basin, RS, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 2017. v. 19, n. 3, p. 389–400. Disponível em: <[http://www.sbpbrasil.org/revista/edicoes/19\\_3/04\\_Adami-Rodrigues et al\\_pg389a400\\_online.pdf](http://www.sbpbrasil.org/revista/edicoes/19_3/04_Adami-Rodrigues_et_al_pg389a400_online.pdf)>.

ADAMI-RODRIGUES, K.; PINTO, I. D. Os Crustáceos - Ordem Pygocephalomorpha. *In*: HOLZ, M.; ROS, L. F. DE (Eds.). **Paleontologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000, p. 141–147.

AHR, W. M. The Carbonate Ramp: An Alternative to the Shelf Model. **Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions**, 1973. v. 23, p. 221–225.

AIGNER, T. **Storm Depositional Systems**. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 1985. V. 3.

ALLÈGRE, C. **Da Pedra à Estrela**. Lisboa: Dom Quixote, 1987.

ALVES, L. S. R. **Integração entre a lignoflora e a palinologia no afloramento Passo de São Borja (Formação Irati - Bacia do Paraná)**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1994.

AMARAL, S. E. Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no estado de São Paulo. **Boletim de Instituto de Geociências e Astronomia**. Universidade de São Paulo. Disponível em: <<http://ppegeo-local.igc.usp.br/pdf/biga/v2/v2a01.pdf>>.

ARAÚJO-BARBERENA, D. C.; TIMM, D. C. Características estruturais dos mesossauros e suas adaptações ao meio aquático. *In*: HOLZ, M.; ROS, L. F. DE (Eds.). **Paleontologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS/CIGO, 2000, p. 194–209.

ARAÚJO, L. M. De. **Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências deposicionais Irati**. Porto Alegre: UFRGS, 2001.

ARAÚJO, L. M.; RODRIGUES, R.; SCHERER, C. M. Dos S. Interrelação entre a fábrica sedimentar o conteúdo orgânico e o potencial redox do ambiente deposicional, deduzida das litofácies de rampa distal das seqüências deposicionais

da Formação Irati, Permiano da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 2004. v. 12, n. 2, p. 429–434.

BACHMANN, M.; KUSS, J. The Middle Cretaceous carbonate ramp of the northern Sinai: sequence stratigraphy and facies distribution. **Geological Society, London, Special Publications**, 1998. v. 149, n. 1, p. 253–280. Disponível em: <<http://sp.lyellcollection.org/cgi/content/abstract/149/1/253>>.

BANERJEE, I.; KIDWELL, S. M. Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from the Lower Cretaceous Mannville Group of Canada. **Sedimentology**, 1991. v. 38, n. 5, p. 913–934.

BARBOSA, O.; ALMEIDA, F. F. M. De. Nota sobre a estratigrafia da série Tubarão no estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 1948. v. 21, n. 1, p. 65–68.

\_\_\_\_\_; GOMES, F. A. Pesquisa de petróleo na bacia do Rio Corumbataí, estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, 1958. v. 15, n. 4, p. 43–67.

BEDER, R. Sobre un hallazgo de fósiles Pérmicos en Villarrica (República del Paraguay). **Bol. Academia Nacional de Ciências de Córdoba**, 1923. v. 27, p. 9–12.

BEURLEN, K. Faunas salobras fósseis e o tipo ecológico-paleogeográfico das faunas gondwânicas no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 1957. v. 29, n. 2, p. 229–241.

BOESSENECKER, R. W.; PERRY, F. A.; SCHMITT, J. G. Comparative taphonomy, taphofacies, and bonebeds of the mio-pliocene purisima formation, central California: Strong physical control on marine vertebrate preservation in shallow marine settings. **PLoS ONE**, 13 Mar. 2014. v. 9, n. 3, p. e91419. Disponível em: <<http://dx.plos.org/10.1371/journal.pone.0091419>>. Acesso em: 28th aug. 2017.

BOSENCE, W. J.; WILSON, R. C. L. Carbonate depositional systems. *In*: COE, A. L. (Ed.). **The Sedimentary Record of Sea-level Change**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003, p. 209–233.

BOUMA, A. H. **Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach**



**to facies interpretation.** Amsterdam: Elsevier, 1962.

BRETT, C. E. Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy, and Taphonomy in Shallow Marine Environments. **PALAIOS**, 1995. v. 10, n. 6, p. 597–616. Disponível em:

<<http://www.jstor.org/stable/3515097>?seq=1&cid=pdf-reference#references\_tab\_contents><http://about.jstor.org/terms>>.

BRETT, C. E. *et al.* Mid-Paleozoic trilobite Lagerstätten: models of diagenetically enhanced obrution deposits. **PALAIOS**, 5 Jun. 2012. v. 27, n. 5, p. 326–345. Disponível em: <<http://palaios.sepmonline.org/cgi/doi/10.2110/palo.2011.p11-040r>>.

BRETT, C. E.; SEILACHER, A. Fossil Lagerstätten: a taphonomic consequence of event sedimentation. *In*: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (Eds.). **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1991, p. 283–297.

BURCHETTE, T. P.; WRIGHT, V. P. Carbonate ramp depositional systems. **Sedimentary Geology**, 1992. v. 79, n. 1–4, p. 3–57. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003707389290003A>>.

BURJACK, M. I. A. **Caracterização da matéria orgânica dispersa nos sedimentos da Formação Irati, Permiano Superior da Bacia do Paraná**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1984.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 2006.

CATUNEANU, O. *et al.* Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, Jan. 2009. v. 92, n. 1–2, p. 1–33. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>>.

CATUNEANU, O. *et al.* Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. **Newsletters on Stratigraphy**, 2011. v. 44, n. 3, p. 173–245. Disponível em: <<http://openurl.ingenta.com/content/xref?genre=article&issn=0078-0421&volume=44&issue=3&spage=173>>.

\_\_\_\_\_; ZECCHIN, M. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development. **Marine and Petroleum Geology**, 2013. v.

39, n. 1, p. 26–38. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.08.010>>.

CHAHUD, A. **Geologia e paleontologia das formações Tatuí e Irati no centro-leste do estado de São Paulo**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, 2011.

COHEN, K. M. *et al.* **The ICS International Chronostratigraphic Chart Episodes**, 2013. v. 36, p. 199–204.

COPE, E. D. A contribution to the Vertebrate Paleontology of Brazil. **Proceedings of the American Philosophical Society**, 1886. v. 23, p. 1–21.

DELANEY, P. J.; GOÑI, J. Correlação Preliminar entre as formações Gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, 1963. v. 8/9, p. 3–21.

DOTT, R. H. SEPM Presidential Address: Episodic Sedimentation - How normal is average? How rare is rare? Does it matter? **Journal of Sedimentary Petrology**, 1983. v. 53, n. 1, p. 5–23.

DROSTE, H. Depositional cycles and source rock development in an epeiric intra-platform basin: the Hanifa Formation of the Arabian peninsula. **Sedimentary Geology**, 1990. v. 69, n. 3–4, p. 281–296.

EMBRY, A. F.; JOHANNESSEN, E. P. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdup Basin, Arctic. *In*: VORREN, T. O. *et al.* (Eds.). **Arctic Geology and Petroleum Potential**. Oslo: Norwegian Petroleum Society, 1992, p. 121–146.

FÁVERA, J. C. DELLA. Tempestades como agentes de poluição ambiental e mortandade em massa no passado geológico: caso das Formações Santana (Bacia do Araripe) e Irati (Bacia do Paraná). **Boletim de Geociências da Petrobras**, 1987. v. 1, n. 2, p. 239–240.

FRAZIER, D. E. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. **University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Geological Circular**, 1974. v. 4, n. 1, p. 28.

FÜRSICH, F. T.; OSCHMANN, W. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. **Journal of the Geological Society**, 1993. v. 150, n. 1, p. 169–185. Disponível em: <<http://jgs.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/gsjgs.150.1.0169>>.

GALLOWAY, W. E. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 1989. v. 73, n. 2, p. 125–142.

GERVAIS, M. P. Description du Mesosaurus tenuidens, reptile fossile de l'Afrique australe. **Mémoires De l'Academie des Sceances et Lettres de Montpellier, Section des Sciences**, 1864. p. 169–175.

GOLDBERG, K.; HUMAYUN, M. Geochemical paleoredox indicators in organic-rich shales of the Irati Formation, Permian of the Paraná Basin, southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 2016. v. 46, n. 3, p. 377–393. Disponível em: <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S2317-48892016000300377&lng=en&tlng=en](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2317-48892016000300377&lng=en&tlng=en)>.

GRINGS, A. E. *et al.* Storm Events and the Concentration of Early Permian Mesosaurid Reptiles and Pygocephalomorph Crustaceans from the Irati Formaton, Early Permian of Brazil. **CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA DE VERTEBRADOS, 4., 2011. San Juan, Ameghinia Suplemento Resúmenes**. San Juan: Argentinian Association of Paleontology, 2011, p. 44.

HACHIRO, J. **O Subgrupo Irati (Neopermiano) Da Bacia Do Paraná**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, 1996.

HARMS, J. C. *et al.* **Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences**. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1975.

HELLAND-HANSEN, W.; MARTINSEN, O. J. Shoreline trajectories and sequences; description of variable depositional-dip scenarios. **Journal of Sedimentary Research**. Disponível em: <<http://jsedres.sepmonline.org/content/66/4/670.abstract>>.

HOLZ, M. *et al.* A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian

succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America.

**Journal of South American Earth Sciences**, 2010. v. 29, n. 2, p. 381–399.

Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0895981109000716>>.

\_\_\_\_\_. **Estratigrafia de sequências: histórico, princípios e aplicações**. 1st. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2012.

\_\_\_\_\_; SIMÕES, M. G. **Elementos Fundamentais de Tafonomia**. Porto Alegre: UFRGS, 2002.

\_\_\_\_\_; SIMÕES, M. G. Taphonomy – overview of main concepts and applications to sequence stratigraphic analysis. *In*: KOUTSOUKOS, E. A. M. (Ed.). **Applied Stratigraphy**. Dordrecht: Springer, 2005, p. 249–278.

HSÜ, K. J. Actualistic Catastrophism. Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists. **Sedimentology**, 1983. v. 30, n. 1, p. 3–9.

HUNT, D.; TUCKER, M. E. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. **Sedimentary Geology**, 1992. v. 81, n. 1–2, p. 1–9.

JAMES, N. P.; KENDALL, A. C.; PUFAHL, P. K. Introduction to Biological and Chemical Sedimentary Facies Models. *In*: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.). **Facies Models 4**. St. John's: Geological Association of Canada, 2010, p. 323–340.

JONES, B. Warm-Water Neritic Carbonates. *In*: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.). **Facies Models 4**. 4. ed. St. John's: Geological Association of Canada, 2010, p. 341–370.

KUHN, T. **The Structure of Scientific Revolutions**. Chicago: University of Chicago Press, 1962.

LAURIN, M.; REISZ, R. R. A reevaluation of early amniote phylogeny. **Zoological Journal of the Linnean Society**, Feb. 1995. v. 113, n. 2, p. 165–223. Disponível em: <<https://academic.oup.com/zoolinnean/article-lookup/doi/10.1111/j.1096-3642.1995.tb00932.x>>.

LAVINA, E. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná**. Porto Alegre:

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1991.

\_\_\_\_\_; ARAÚJO-BARBERENA, D. C. Paleogeografia do Mar Whitehill-Irati (Artinskiano das bacias meridionais da África e América do Sul). In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú, SC, Boletim de Resumos Expandidos**. Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, p. 99.

\_\_\_\_\_; BARBERENA, D. A.; AZEVEDO, S. A. Tempestades de inverno e altas taxas de mortalidade de répteis Mesossauros. Um exemplo a partir do afloramento Passo São Borja, RS. **Pesquisas em Geociências**, 1991. v. 1, n. 18, p. 64–70.

MACGREGOR, J. H. *Mesosaurus brasiliensis* nov. sp. **Relatório Final Comissão de Estudo Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro, 1908.

MACNEIL, A. J.; JONES, B. Sequence stratigraphy of a Late Devonian ramp-situated reef system in the Western Canada Sedimentary Basin: Dynamic responses to sea-level change and regressive reef development. **Sedimentology**, 2006. v. 53, n. 2, p. 321–359.

MATOS, S. A.; PRETTO, F. A.; SIMÕES, M. G. Tafonomia dos Pygocephalomorpha (Crustacea, Peracarida, Malacostraca), Permiano, bacia do Paraná, Brasil, e seu significado paleoambiental. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 2013. v. 16, n. 1, p. 97–114. Disponível em: <[http://www.sbpbrasil.org/revista/edicoes/16\\_1/08\\_Matos\\_et\\_al.pdf](http://www.sbpbrasil.org/revista/edicoes/16_1/08_Matos_et_al.pdf)>.

MCMULLEN, S. K.; HOLLAND, S. M.; O'KEEFE, F. R. the Occurrence of Vertebrate and Invertebrate Fossils in a Sequence Stratigraphic Context: the Jurassic Sundance Formation, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.a. **Palaios**, 2014. v. 29, n. 6, p. 277–294. Disponível em: <<http://palaios.sepmonline.org/cgi/doi/10.2110/pal.2013.132>>.

MENDES, J. C. Algumas considerações sobre a Estratigrafia da Bacia do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, 1961. v. 4, n. 5, p. 3–33.

\_\_\_\_\_. The Passa Dois Group (the Brazilian portion of the Paraná Basin). (J. J. Bigarella, G. D. Becker, & I. D. Pinto, Eds.). Curitiba: Instituto de Geociências, 1967. p. 119–166.

MIALL, A. D. Eustatic Sea Level Changes Interpreted from Seismic Stratigraphy:

A Critique of the Methodology with Particular Reference to the North Sea Jurassic Record. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 1986. v. 70, n. 2, p. 131–137.

\_\_\_\_\_. The valuation of unconformities. **Earth-Science Reviews**, 2016. v. 163, p. 22-71. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.011>>.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MILANI, E. J. *et al.* Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 2007. v. 15, n. 2, p. 265–287.

MODESTO, S. P. The cranial skeleton of the Early Permian aquatic reptile *Mesosaurus tenuidens*: Implications for relationships and palaeobiology. **Zoological Journal of the Linnean Society**, 2006. v. 146, n. 3, p. 345–368.

MYROW, P. M.; FISCHER, W.; GOODGE, J. W. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. **Journal of Sedimentary research**, 2002. v. 72, n. 5, p. 641–656. Disponível em: <<http://jsedres.sepmonline.org/content/72/5/641.short>>.

NUMMEDAL, D.; SWIFT, D. J. P. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *In*: NUMMEDAL, D.; PILKEY, O. H.; HOWARD, J. D. (Eds.). **Sea level fluctuation and coastal evolution**. 41. ed. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 1987, V. 41, p. 241–260.

OELOFSEN, B. W. **An anatomical and systematic study of the Family Mesosauridae (Reptilia, Proganosauria) with special reference to its associated fauna and paleoecological environment in the Whitehill sea**. Stellenbosch: University of Stellenbosch, 1981.

\_\_\_\_\_; ARAÚJO-BARBERENA, D. *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both southern Africa and South America. **South African Journal of Science**, 1987. v. 83, p. 370–372.

\_\_\_\_\_; ARAÚJO, D. C. Palaeoecological implications of the distribution of

mesosaurid reptiles in the Permian Irati sea (Paraná Basin), South America. **Revista Brasileira de Geociencias**, 1983. v. 13, n. 1, p. 1–6.

PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 1977, 516 p.

PAZINATO, P. G.; SOARES, M. B.; ADAMI-RODRIGUES, K. Systematic and palaeoecological significance of the first record of Pygocephalomorpha females bearing oöstegites (Malacostraca, Peracarida) from the lower Permian of southern Brazil. **Palaeontology**, 2016. v. 59, n. 6, p. 817–826.

PETERS, S. E. *et al.* Sequence Stratigraphic Control on Preservation of Late Eocene Whales and Other Vertebrates At Wadi Al-Hitan, Egypt. **Palaios**, 2009. v. 24, n. 5, p. 290–302. Disponível em:  
<<http://palaios.sepmonline.org/cgi/doi/10.2110/palo.2008.p08-080r>>.

PETRI, S.; COIMBRA, A. M. Estruturas sedimentares das Formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. *In*: **CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., 1982, Argentina. Actas...** Buenos Aires: Servicio Geologico Nacional, 1982. p. 353–371.

PIÑEIRO, G. *et al.* Pygocephalomorph crustaceans from the early Permian of Uruguay: Constraints on taxonomy. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 2012. v. 15, n. 1, p. 33–48.

PLINT, A. G. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. *In*: WILGUS, C. K. *et al.* (Eds.). **Sea-level changes: an integrated approach**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 1988, p. 357–370.

POPPER, K. **A Lógica da Pesquisa Científica**. São Paulo: Ed. Cultrix, 1972.

POSAMENTIER, H. W.; ALLEN, G. P. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy—Concepts and Applications**. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1999.

\_\_\_\_\_; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework. *In*: WILGUS, C. K. *et al.* (Eds.). **Sea Level Changes — An**

**Integrated Approach.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 1988, p. 110–124.

PRETTO, F. A. **Estudo da osteologia craniana e de aspectos microestruturais da dentição de *Stereosternum Tumidum* COPE 1886, um mesossaurídeo da Formação Irati (Artinskiano), Bacia do Paraná.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2012. Disponível em: <<https://www.repositorioceme.ufrgs.br/handle/10183/56331>>.

RODRIGUES, R.; QUADROS, L. P. Mineralogia das argilas e teor de Boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 29, 1976, Ouro Preto.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, p. 351–379.

ROGERS, R. R.; KIDWELL, S. M. Associations of Vertebrate Skeletal Concentrations and Discontinuity Surfaces in Terrestrial and Shallow Marine Records: A Test in the Cretaceous of Montana. **The Journal of Geology**, Mar. 2000. v. 108, n. 2, p. 131–154. Disponível em: <<http://www.journals.uchicago.edu/doi/10.1086/314399>>.

ROHN, R. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. *In*: Ianuzzi, R.; Boardman, D. R., Eds. **PROBLEMS IN WESTERN GONDWANA GEOLOGY - I Workshop - “South America - Africa correlations: Du Toit revisited”, Extended Abstracts.** Gramado: Petrobras, 2007. p. 151–157.

SANTOS, R. V. *et al.* Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, 2006. v. 9, n. 4, p. 456–463. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1342937X0600058X>>.

SCHNEIDER, R. L. *et al.* Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In*: **XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1974. Porto Alegre, RS, Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. V. 1, p. 41–65.

SEDOR, F. A.; FERIGOLO, J. A. A coluna vertebral de *Brazilosaurus sanpauloensis* Shikama & Ozaki, 1966 da Formação Irati, Permiano da Bacia do Paraná (Brasil) (Proganosauria, Mesosauridae). **Acta Biológica Paranaense**, 2001.



v. 30, n. 1, p. 151–173.

SEILACHER, A. General Remarks About Event Deposits. *In*: EINSELE, G.; SEILACHER, A. (Eds.). **Cyclic and Event Stratification**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1982, p. 161–174.

SHIKAMA, T.; OZAKI, H. On a reptilian skeleton from the Palaeozoic formation of San Paulo, Brazil. **Transactions and Proceedings of the Palaeontology Society of Japan**, 1966. v. 64, p. 351–358.

SHIPMAN, P. **Life history of a fossil: An introduction to taphonomy and paleoecology**. Cambridge: Harvard University Press, 1981.

SIMÕES, M. G.; GHILARDI, R. P. Taphonomic signatures marking parasequence boundaries in offshore settings: an example from Devonian, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana: correlations and connections, 11, Christchurch, New Zealand, Programme and Abstracts**. Christchurch: University of Canterbury, 2002, p. 78.

SLOSS, L. L. Sequences in the Cratonic Interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, 1963. v. 74, p. 93–114.

SLOSS, L. L.; KRUMBEIN, W. C.; DAPPLES, E. C. Integrated Facies Analysis. **Geological Society of America Memoirs**, 1949. v. 39, p. 91–124. Disponível em: <<http://memoirs.gsapubs.org/lookup/doi/10.1130/MEM39-p91>>.

SOARES, M. B. **Mesossaurídeos da Formação Irati, Bacia do Paraná: Implicações Tafonômicas**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1996.

SOARES, M. B. A taphonomic model for the Mesosauridae assemblage of the Irati Formation (Paraná Basin, Brazil). **Geologica Acta**, 2003. v. 1, n. 4, p. 349–361.

SOUZA, P. A.; MARQUES-TOIGO, M. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2005. v. 77, n. 2, p. 353–365.

STEENWINKEL, M. VAN. Sequence stratigraphy from ‘spot’ outcrops-example from a carbonate-dominated setting: Devonian-Carboniferous transition, Dinant synclinorium (Belgium). **Sedimentary Geology**, 1990. v. 69, n. 3–4, p. 259–280.

STRASSER, A. *et al.* Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: Concepts for a high-resolution analysis. **Sedimentary Geology**, 1999. v. 128, n. 3–4, p. 201–221.

SUGUIO, K.; SALATI, E.; BARCELOS, J. H. Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. **Revista Brasileira de Geociências**, 1974. v. 4, p. 142–166.

TAPANILA, L. *et al.* Phosphate Taphonomy of Bone and Coprolite Conglomerates: A Case Study from the Eocene of Mali, NW Africa. **Palaios**, 2008. v. 23, n. 3, p. 139–152. Disponível em: <<http://palaios.sepmonline.org/cgi/doi/10.2110/palo.2006.p06-113r>>.

TAYLOR, R. S.; SHEN, Y.-B.; SCHRAM, F. R. New pygocephalomorph crustaceans from the Permian of China and their phylogenetic relationships. **Palaeontology**, 1998. v. 41, n. 5, p. 815–834.

TIMM, D. C.; ARAÚJO-BARBERENA, D. C. Preservação histológica da medula óssea em *Mesosaurus tenuidens* Gervais 1964 e *Stereosternum tumidum* Cope 1886 da bacia do Paraná, Rio Grande do Sul, Brasil. **Gaea**, 2006. v. 2, n. 1, p. 24–28.

TOIT, A. L. DU. A geological comparison of South America with South Africa. **Carnegie Institute Washington**, 1927. v. 381, p. 1–157.

TUCKER, M. E.; CALVET, F.; HUNT, D. Sequence Stratigraphy of Carbonate Ramps: Systems Tracts, Models and Application to the Muschelkalk Carbonate Platforms of Eastern Spain. *In*: POSAMENTIER, H. W. *et al.* (Eds.). **Sequence Stratigraphy and Facies Associations**. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., 1993, p. 397–415.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In*: PAYTON, C. E. (Ed.). **Siesmic strtirgraphy - applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 1977, p. 63–81.

VAN WAGONER, J. C. *et al.* An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. *In*: WILGUS, C. K. *et al.* (Eds.). **Sea Level**

**Changes — An Integrated Approach.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 1988, p. 39–45.

WATTS, A. B. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. **Nature**, 10 Jun. 1982. v. 297, p. 469–474. Disponível em: <<http://www.nature.com/doi/10.1038/297469a0>>.

WHEELER, H. E. Time-Stratigraphy. **Geological Society of America Bulletin**, 1958. v. 42, n. 5, p. 1047–1063.

WHITE, I. C. **Relatório Final Comissão de Estudo Minas de Carvão de Pedra do Brasil.** Rio de Janeiro: 1908.

WILGUS, C. K. *et al.* (Eds.). **Sea-Level Changes: An Integrated Approach.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 1988, 407 p.

WRIGHT, V. P.; BURCHETTE, T. P. Shallow-Water Carbonate Environments. *In*: READING, H. G. (Ed.). **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.** 3rd. ed. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., 1996, p. 325–394.



XAVIER, P. L. A. **Grandes tempestades na Formação Irati (Permiano Inferior) do Rio Grande do Sul: interpretações tafonômicas e faciológicas.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2014.

ZABINI, C. *et al.* Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of marine invertebrates: A Devonian (Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 2012. v. 33, n. 1, p. 8–20. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2011.08.001>>.

## PARTE II

## ANEXO I – MANUSCRITO DO ARTIGO

Manuscrito submetido ao periódico “*Journal of South American Earth Sciences*” da Editora Elsevier, sob a referência SAMES\_2017\_324. Abaixo está um *print-screen* do *e-mail* de confirmação recebido.

Successfully received: submission Sequence stratigraphy control on fossil occurrence and concentration in the epeiric mixed carbonate-siliciclastic ramp of the Irati Formation (Lower Permian) of Southern Brazil for Journal of South American Earth Sciences  

Entrada x

Journal of South American Earth Sciences <Evisupport@elsevier.com> 17:33 (Há 16 horas) ☆    
para mim 

 inglês > português Traduzir mensagem Desativar para: inglês x

*This message was sent automatically. Please do not reply.*

Ref: SAMES\_2017\_324

Title: Sequence stratigraphy control on fossil occurrence and concentration in the epeiric mixed carbonate-siliciclastic ramp of the Irati Formation (Lower Permian) of Southern Brazil  
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Xavier,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: [http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL\\_ACR=SAMES](http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES) and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

**Have questions or need assistance?**

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

-----

1                   **Sequence stratigraphy control on fossil occurrence and**  
2                   **concentration in the epeiric mixed carbonate-siliciclastic ramp of**  
3                   **the Irati Formation (Lower Permian) of Southern Brazil**  
4

5                   Pedro L.A. Xavier<sup>1\*</sup>, Aurélio F. Silva<sup>1</sup>, Marina B. Soares<sup>1,2</sup>, Bruno L.D. Horn<sup>3</sup>,  
6                   Cesar L. Schultz<sup>1,2</sup>

7  
8                   <sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), Instituto de  
9 Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

10                  <sup>2</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências,  
11 Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS); 90650-001, Porto Alegre,  
12 Brazil.

13                  <sup>3</sup> Serviço Geológico Brasileiro (CPRM).

14                  \*Corresponding author. E-mail: xavier.pedroluis@gmail.com (P. Xavier).

15                                   Postal address: Avenida Bento Gonçalves, 9500,  
16                                   building 43127, room 118. Campus do Vale,  
17                                   Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).  
18                                   CEP 91509-900. Agronomia, Porto Alegre, RS.

19

20

21

**ABSTRACT**

22 The Lower Permian Irati Formation records sedimentation of a mixed carbonate-  
23 siliciclastic, storm-dominated ramp in a shallow and restricted epeiric sea. It is  
24 formally divided in the lower Taquaral Member, and upper Assistência Member, and  
25 crops out from middle to south Brazil at the eastern border of the intracratonic  
26 Paraná Basin. On Rio Grande do Sul, the Passo do São Borja outcrop contains  
27 fossils of mesosaurid reptiles, pygocephalomorph crustaceans, and subordinate  
28 paleonisciform fish in dense concentrations occurring within carbonate tempestites,  
29 which were interpreted as mass mortality events caused by storms. Aiming to better  
30 understand the distribution and mode of occurrence of the fossils and their occurring  
31 environment within the formation in this region, the present study describes the  
32 Passo do São Borja and five new locations, alongside 11 boreholes of the complete  
33 Irati interval by the methods of facies analysis and sequence stratigraphy. Results  
34 allowed the recognition of 3 fourth-order sequences within the Formation, termed Irati  
35 Sequences 1, 2, and 3 (IS1, IS2, IS3). The IS1 is broadly coincident to the Taquaral  
36 Member, and the IS2 and IS3 to the Assitência Member. A lowstand system tract  
37 (LST) was recognized in the upper two, and the sequence boundary of IS2 was  
38 interpreted as coincident to a third-order sequence boundary. Mesosaurid and  
39 pygocephalomorph concentrations occur only at the IS3. Fossil occurrences and  
40 concentration were found to be strongly controlled by facies and sequence  
41 stratigraphy. Paleonisciform fish fossils are considerably more common at the early  
42 highstand systems tract (HST) of IS2 and IS3, result of a sedimentation rate balance.  
43 Pygocephalomorphs occur composing intraclasts and are concentrated in grainstone  
44 proximal tempestites of the LST of IS3, and are the result of mass mortality events  
45 and background bioclastic input, enhanced by firmground formation (hiatal  
46 concentration) and subsequent storm reworking. Mesosaurid are also concentrated  
47 in grainstone tempestites of the LST, but in cores were mostly found in distal  
48 tempestites of the transgressive systems tract (TST), becoming more common  
49 towards the maximum transgressive surface (MTS). Their accumulation is the also  
50 the result of mass mortality and background sedimentation, enhanced by sediment  
51 omission (hiatal concentration) of a severely sediment starved TST (culminating in a  
52 condensed section near the MTS), and subsequent storm reworking.

53

54       Keywords: Irati Formation; Mesosaurid; Pygocephalomorph; Sequence  
55 stratigraphy; taphonomy

## 56 1. INTRODUCTION

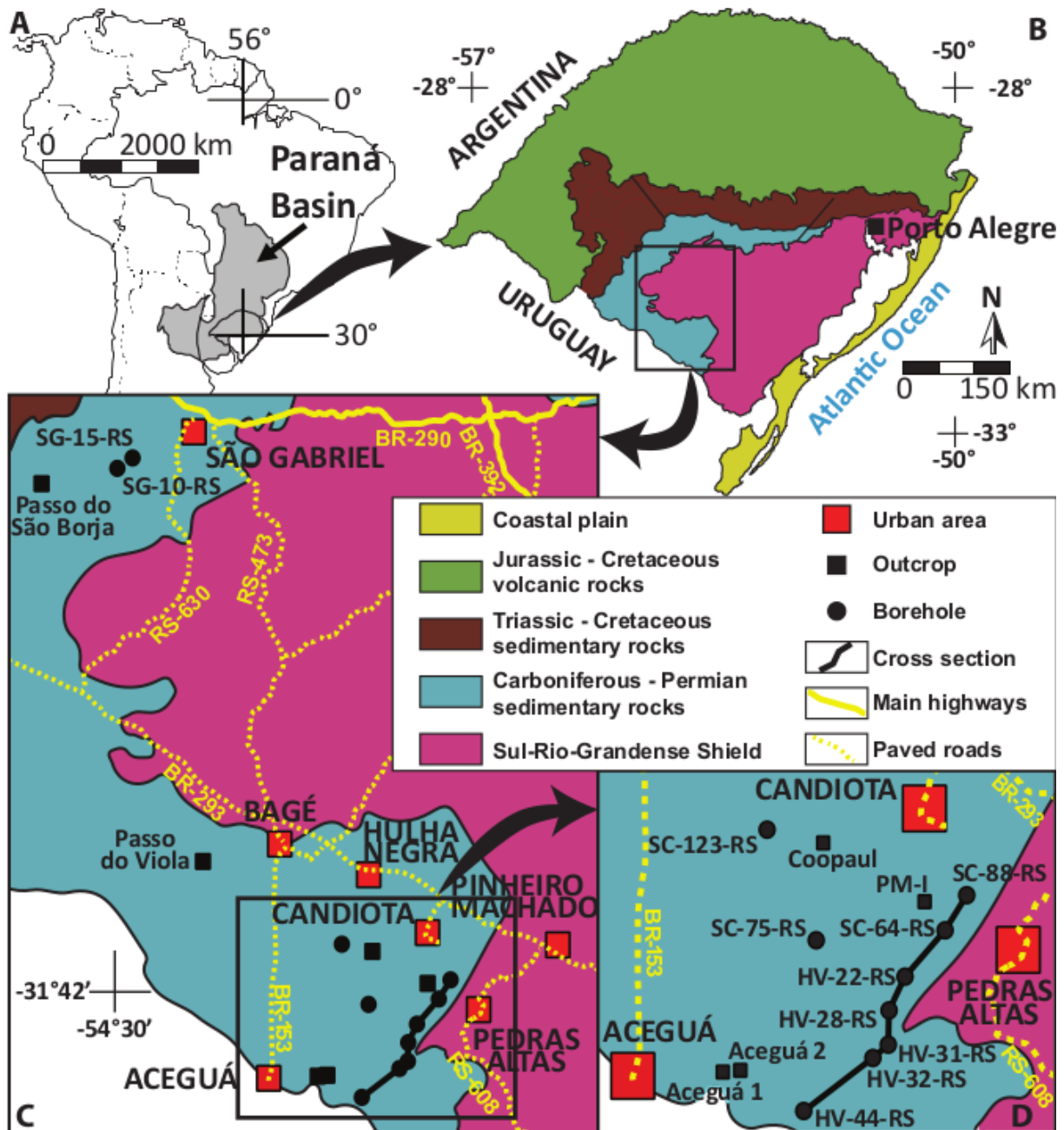
57 The Lower Permian Irati Formation is the basal unit of the Passa Dois Group in  
58 the Paraná Basin, being divided in its inferior Taquaral Member, and superior  
59 Assistência Member. It comprises siltstones, and bituminous and non-bituminous  
60 shales, interleaved with limestones and dolostones (Amaral, 1971; Araújo, 2001).  
61 The depositional environment of this unit is interpreted as a shallow, restricted, and  
62 wide epicontinental sea, with anoxic bottom waters, which reached out from what is  
63 now southern Africa, to central and southern Brazil, Uruguay, and Paraguay, being  
64 correlated to the Mangrullo (Uruguay) and Whitehill (Huab and Karoo Basins)  
65 Formations, composing the Whitehill-Irati sea (Delaney and Goñi, 1963; Lavina,  
66 1991; Oelofsen and Araújo, 1983). Due to its characteristic lithology, its generally  
67 restricted thickness (average of 40 meters) and its presence throughout the Paraná  
68 basin, the Irati Formation is a well-known reference stratum for the Permian  
69 succession found in the eastern margin of the basin, cropping out in Brazil from  
70 Goiás to Rio Grande do Sul states.

71 Of widespread occurrence in these layers are the fossils of pygocephalomorph  
72 crustaceans, and the conspicuous mesosaurid reptiles. These fossils have been the  
73 subject of several studies since their first descriptions, and still have been the focus  
74 of recent studies, revealing information on paleoecological and paleoenvironmental  
75 aspects (Pazinato et al., 2016; Piñeiro et al., 2012; Pretto, 2012).

76 At the margin of the Santa Maria River in the municipality of São Gabriel, Rio  
77 Grande do Sul state, mesosaurid and pygocephalomorph remains are found in the  
78 Passo do São Borja outcrop (Figure 1), disarticulated and in dense concentrations,  
79 associated with structures typical of storm action, such as hummocky cross  
80 stratification (HCS), and intraclastic conglomerates and grainstones. Della Fávera  
81 (1987) interpreted these reptile fossil accumulations as a result of mass mortality  
82 events caused by catastrophic storms. Lavina et al. (1991) proposed a  
83 paleoenvironmental interpretation, such that these catastrophic storms would have  
84 been severe winter storms which stirred the bottom anoxic sediments, liberating  
85 sulfidric acid ( $H_2S$ ) in the water column, and intoxicating living organisms. Soares  
86 (2003) and Matos et al. (2013) proposed storm-based taphonomic models for,

87 respectively, the mesosaurid and pygocephalomorph assemblages of the Irati  
 88 Formation, including the Passo do São Borja outcrop.

89



90  
 91 **Figure 1. (A)** Location of the Paraná Basin and Rio Grande do Sul state in South America. **(B)**  
 92 Geological domains in the Rio Grande do Sul state, and enclosing of study area. **(C)** Enlargement of  
 93 study area showing location of outcrops, boreholes, and cross-section of Figure 13. **(D)** Detail of study  
 94 area showing outcrops, and the boreholes used in cross-section of Figure 13.

95 Besides the Passo do São Borja, outcrops of the Irati Formation in the Rio  
 96 Grande do Sul State are rare, with some of them being only briefly mentioned in the  
 97 literature (Rösler, 1970). In fact, the referred outcrop was, until 2010, the only one in



98 which sedimentary and taphonomic evidence of storm action were as such  
99 recognized (Azevedo and Dias-da-Silva, 2010).

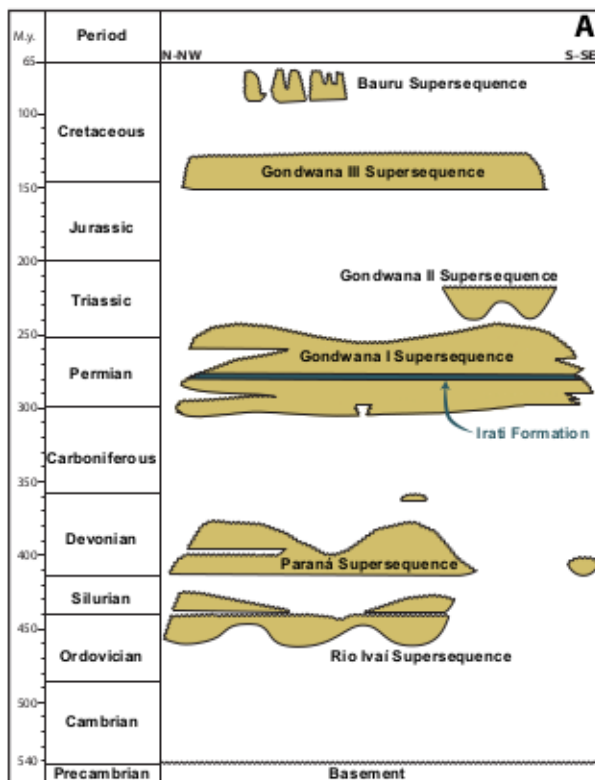
100 In order to better understand the distribution and mode of occurrence of the  
101 fossils within the formation, those outcrops with occurring fossils already reported in  
102 literature, as well as new outcrops, were searched, resulting in a total of six locations  
103 (Figure 1). Besides, 11 borehole core samples of the complete Irati interval section in  
104 the Rio Grande do Sul state were described, together with its fossil content (Figure  
105 1). The correlation of these sections (together with the data obtained from the  
106 outcrops) showed that the presence of the fossils is not continuous along the  
107 sedimentary package, but rather occurs at well-marked levels that could be followed  
108 throughout the entire obtained geological section. In this context, the section in  
109 question was analyzed from the perspective of Sequence Stratigraphy in order to  
110 investigate if the fossiliferous occurrences were in any way correlated with certain  
111 facies associations and thus were being controlled by transgressive/regressive  
112 events that affected the Paraná Basin in the Lower Permian.

## 113 **2. GEOLOGICAL AND STRATIGRAPHICAL SETTING**

114 The Paraná Basin is an intracratonic basin located in central-southeastern South  
115 America (Figure 1), its sedimentary column reaching up about 7000 meters around  
116 the region of its homonymous river (Milani et al., 2007). The deposition of these  
117 sediments coexisted with collisional belts active during the Phanerozoic, in the  
118 southwestern margin of the Gondwana Supercontinent, the Gondwanides (Milani and  
119 Ramos, 1998). These orogenic episodes were recognized by (Milani, 1997) as  
120 related to six episodes of creation of depositional space in the Paraná Basin,  
121 considered as second-order Supersequences (*sensu* Vail et al., 1977; Figure 2).

122 The third Supersequence in the Paraná Basin is termed by Milani (1997)  
123 Gondwana I Supersequence. It registers a complete cycle of incursion and  
124 withdrawal of the Panthalassa Ocean over the continent, the accommodation space  
125 created being result of the Sanrafaelic Orogeny (Milani and Ramos, 1998). After the  
126 ocean's furthest incursion during this cycle, marked by the maximum transgressive  
127 surface in the Palermo Formation, the marine sediments deposited during the onset

128 of the regression compose the Irati, Serra Alta, and Teresina Formations, and are  
 129 referred to as the Passa Dois Group (Milani, 1997; Schneider et al., 1974; Figure 2).



**B**

Geochronology				Lithostratigraphy			
M.y.	Period	Epoch	Age	Supersequence	Group	Formation	Member
250	Triassic	Lower	Olenekian	Gondwana I	Passa Dois	Sanga do Cabral	
255			Changhsingian			Pirambóia	
260	Wuchiapingian	Capitanian	Rio do Rasto			Morro Pelado	
265		Wordian	Teresina			Serrinha	
270	Roadian	Roadian	Serra Alta				
275		Kungurian	Irati			Assistência	
280	Chuanhsian	Artinskian	Palermo			Taquaral	
285		Sakmarian	Rio Bonito				
290	Asselian	Asselian	Itararé			Rio do Sul	Suspiro
295		Gzhelkian				Budó	
300	Kasimovian	Upper	Kasimovian				

130  
 131 **Figure 2. (A)** Simplified stratigraphic chart of the  
 132 Paraná Basin (modified after Milani et al., 2007).  
 133 **(B)** Geochronological position of the Gondwana I  
 134 Supersequence and its lithostratigraphic units  
 135 found in the Rio Grande do Sul state.  
 136 Geochronology after Cohen et al. (2013; updated  
 137 2017-02).

138 The Irati Formation is the lowermost unit of the Passa Dois Group (Figure 2), and  
 139 records sedimentation in a restricted carbonate homoclinal ramp in an epeiric sea

140 (Araújo, 2001). It is formally divided in the lower Taquaral, and the upper Assistência  
141 Members (Schneider et al., 1974). The Taquaral Member is composed mainly of dark  
142 grey siltstones and mudstones, deposited under moderately oxygenated conditions,  
143 below storm wave base (Araújo, 2001; Goldberg and Humayun, 2016). The  
144 Assistência Member was deposited in a more developed carbonate ramp, ranging  
145 from shallow water, subaerially exposed and evaporitic inner ramp, to a stratified,  
146 and dysoxic<sup>19</sup> to anoxic outer ramp (Araújo, 2001). Climate would have well-marked  
147 arid and humid seasons, and salinity could vary greatly within the basin (Araújo,  
148 2001; Goldberg and Humayun, 2016).

149 Variations in depositional control parameters become explicit when comparing  
150 sections of the Assistência Member from north to south of the Ponta Grossa Arch  
151 region, in the Paraná state. The northern realm of the Whitehill-Irati Sea at this time  
152 saw prolific carbonate production forming two successions of rhythmic carbonate-  
153 shale layer deposition; while in the Rio Grande do Sul state it consists of two discrete  
154 carbonate intervals in between two bituminous and non-bituminous shale intervals  
155 (Araújo, 2001; Hachiro, 1996; Padula, 1968).

156 Upper and lower limits of the Irati Formation and of its members have been  
157 considered by several researchers as discontinuity surfaces, but interpretations vary  
158 greatly regarding which surface would represent a third-order boundary. Some  
159 authors consider it the base of the base of the Taquaral Member (Holz et al., 2010).  
160 Some consider the Taquaral-Assistência limit (Raffaelli, 1996 *apud* Araújo, 2001;  
161 Goldberg, 2001). Others regard only the upper Assistência-Serra Alta contact  
162 (Menezes, 1994). Some others consider all of these (Lages, 2004; Rohn, 2007). And  
163 even the base of the second carbonate level of the Assistência Member has already  
164 been interpreted as a third-order boundary (Hachiro, 1996).

165 Regardless, the fourth-order sequences have been consistently identified  
166 (Araújo, 2001; Hachiro, 1996; Menezes, 1994), although internal systems tract  
167 interpretations vary.

168 Hachiro (1996) had already noticed that the mesosaurid fossils were restricted to  
169 the upper levels of the Assistência Member (his “Ipeúna Member”), and proposed an  
170 informal biostratigraphy for the Irati Formation (“Irati Subgroup”, in his work), based

---

<sup>19</sup> Terminology after Tyson and Pearson (1991)

171 on mesosaurids and pygocephalomorph crustaceans (Fig. 3). The author interpreted  
 172 these biozones to have sequence stratigraphic significance.

Lithostratigraphy				Lithology and thickness	Crustaceans	Mesosaurids
<b>Irati Formation</b>	<b>Assistência Member</b>	Ipeúna	Upper Rythmites	Shale / Carbonate (8 – 16 m)	<i>Paulocaris</i>	<i>Mesosaurus</i> ( <i>Brazilosaurus</i> / <i>Stereosternum</i> )
			Thin Rythmites	Shale / Carbonate (3 – 4 m)	( <i>Paulocaris</i> )	<i>Mesosaurus</i> ( <i>Brazilosaurus</i> / <i>Stereosternum</i> )
			Bairrinho Layer	Dolomites (2 – 8 m)	<i>Liocaris</i>	<i>Stereosternum</i> and <i>Brazilosaurus</i> ( <i>Mesosaurus</i> )
		Morro Alto	Laje Azul Layer	Siltic-argilaceous mudstone and shale (1 – 8 m)	( <i>Pigaspis</i> )	
			Lower Rythmites	Shale / Carbonate (6 – 10 m)	<i>Pigaspis</i>	
			Evaporitic Beccia Layer	Breccias with anhydrite (gipsite) and sylex (1 – 3 m)		
	Bittuminous Shale Layer		Argilaceous-siltic shale (1 – 2 m)			
	<b>Taquaral Member</b>		Argilaceous-siltic shale (5 – 30 m)	<i>Clarkecaris</i>		

173 **Figure 3.** Informal biostratigraphic division of Hachiro (1996; modified). In the original work, the Irati  
 174 Formation is elevated to group; the Taquaral and Assistência Members are elevated to formations;  
 175 The Ipeúna and Morro Alto divisions are considered members. This proposition has received little  
 176 support among subsequent authors. Taxons in parenthesis indicate uncertainty.

### 177 3. MATERIALS AND METHODS

#### 178 3.1. Materials

179 Six outcrops located in the southern region of the Rio Grande do Sul state were  
 180 described, and samples of rock and fossil content were retrieved for more detailed  
 181 analysis and the confection of thin sections.

182 The eleven core samples analysed are held in the Litoteca Regional de  
 183 Caçapava do Sul (LIR-Caçapava do Sul, RS, Brazil) by the Superintendência  
 184 Regional de Porto Alegre (SUREG/PA) of the Serviço Geológico do Brasil (CPRM).  
 185 They were retrieved in the years 1981-83 for the prospection of coal. The boreholes  
 186 are labelled HV-22-RS, HV-28-RS, HV-31-RS, HV-32-RS, HV-44-RS, SC-64-RS,  
 187 SC-75-RS, SC-123-RS, SG-10-RS, and SG-15-RS.

188 Gamma-ray profiling was ensued by the CPRM during acquisition of the cores,  
189 with a sensibility scale of 10 cps/div (10 divisions), time constant 1s, register speed 3  
190 m/min, by a Widco logger model 3200 nº 36 (Aborraga & Lopes, 1986).

191 Petrographic studies of the borehole lithology were intended, but due to lack of  
192 funding there were no personnel to supervise the withdrawal of samples at the LIR-  
193 Caçapava do Sul in a timely manner.

### 194 **3.2. Methods applied**

195 Facies analysis was ensued in detail scale of 1:50 for the core samples, and 1:10  
196 for the outcrops, following the methodology of (Dalrymple, 2010). Structures, grain  
197 size and composition, and fossil content were visually described and logged.  
198 Samples from layers of interest were collected from the outcrops. Eight fossiliferous  
199 samples were selected for further analysis on thin sections. These were processed in  
200 the Samples Preparation Lab of the Geosciences Institute of UFRGS. The more  
201 friable samples were impregnated with epoxy resin, and all thin sections were  
202 abraded to the thickness of 0,03 mm. Stratigraphic data was based on concepts of  
203 several authors (e.g., Schneider et al. 1974; Lavina 1991; Araújo 2001; Holz et al.  
204 2010).

205 Sequence stratigraphy nomenclature used in the present study is based on the  
206 revision of Holz (2012), following modern tendencies (e.g., Catuneanu et al., 2009).  
207 The classic model of Posamentier et al. (1988) systems tract division was chosen,  
208 excluding the falling stage systems tract (Hunt and Tucker, 1992) and its limiting  
209 surfaces. The *subaerial unconformity* and its *correlative conformity*, separating the  
210 highstand systems tract (HST) and the lowstand systems tract (LST), are here used  
211 *sensu* Posamentier and Allen (1999), and are together termed the *sequence*  
212 *boundary* (SB). The surface dividing the lowstand systems tract from the  
213 transgressive systems tract (TST) is here termed *maximum regression surface*  
214 (MRS; Helland-Hansen and Martinsen, 1996). This term is favored against the more  
215 common term “transgressive surface” for its clearer statement of function and  
216 opposition to the maximum transgressive surface. The *maximum transgressive*  
217 *surface* (MTS; Helland-Hansen and Martinsen, 1996) separates the transgressive  
218 systems tract (TST) and the highstand systems tract. This term was chosen for  
219 similar reasons as the MRS.

220 Facies and stratigraphic analysis were aided by the use of gamma-ray profiles,  
221 especially in the recognition of maximum transgression and regression surfaces  
222 (Serra, 1984).

223

## 224 4. RESULTS

### 225 4.1. Facies description and interpretation

226 Facies analysis resulted in 13 facies, summarized in Table 1. Distinguishing  
227 features used for the purpose of this study were (1) sedimentary structures, (2)  
228 environment redox potential indicators and organic matter inferred content, and (3)  
229 fossil content. The text follows with a description paragraph and an interpretation of  
230 depositional processes paragraph of each facies.

#### 231 4.1.1. Light grey heterolithic siltstone – Fw

232 *Description.* Interbedded light grey mudstone and siltstone with combined-flow  
233 ripples (Figure 4A). Ripple internal laminae are sub-millimeter sized; lower limits are  
234 abrupt, and upper limits occur as abrupt and diffuse. Moderate to intense bioturbation  
235 is widespread. Contacts with adjacent muddy facies are gradational, the siltstone  
236 ripples becoming more and more diffuse and difficult to differentiate from mud.

237 *Interpretation.* Small siltstone-rich combined flow ripples alternating with  
238 mudstone are deposited by weak intermittent oscillatory flow with an unidirectional  
239 component (combined flow), below fair weather wave base (Plint, 2010). Light grey  
240 color indicates a moderately oxygenated environment (Boggs, 2006).

#### 241 4.1.2. Light grey mudstone – Fl

242 *Description.* Massive to parallel laminated light grey mudstone (Figure 4B).  
243 Paleonisciform fish scales are present. Fissility, where present, can be moderately  
244 developed. Some very scarce and incipient millimetric silt ripples occur. Transition to  
245 other facies is gradual, the limits being sometimes difficult to trace, especially to the  
246 dark grey mudstone facies.

247 *Interpretation.* Predominance of mud indicates particle settle-out from  
248 suspension, with very rare and weak currents forming diffuse silt ripples (Boggs,

249 2006; Plint, 2010). Light grey color indicates a moderately oxygenated environment  
250 (Boggs, 2006).

251

252

**Table 1.** Summarized description of observed facies and inferred.

<b>Facies code</b>	<b>Designation</b>	<b>Summarized description</b>	<b>Sedimentary process</b>	<b>Details</b>	<b>Facies Association</b>
Fw	Light grey heterolithic siltstone	Interbedded light grey mudstone/siltstone with centimetric wave ripples. Moderate bioturbation.	Intermittent combined flow.		Lower Shoreface
Fl	Light grey mudstone	Mudstone to muddy siltstone of light grey color. Mainly massive structure with some incipient millimeter sized silt wave ripples.	Particle settle-out from suspension. Rare combined flow.		
Ff	Dark grey mudstone	Mudstone to shale of dark grey color. Massive to laminated, with variable fissility. Some incipient millimeter sized silt wave ripples.	Particle settle-out from suspension in dysoxic environment. Rare combined flows.		Outer Ramp
Fn	Black shale	Bituminous black shale. Near perfect fissility. Some incipient millimeter sized silt wave ripples.	Particle settle-out from suspension in anoxic, sapropelic environment. Rare combined flows.	Yellow color is relatively intense. Pyrite forming nodules or even millimeter-sized rich horizons (?) is common.	
Hw	Heterolithic siltstone	Heterolithic interbedded yellowish siltstone to very fine sandstone, and dark grey shale. Siltstone presents parallel, lenticular, and wave ripple lamination.	Intermittent combined flow in dysoxic environment.	Intervals of intraclastic sandstones with upper-flow parallel, low angle, and through cross-lamination, and erosive bases, interpreted as ravinement surfaces.	
Hn	Heterolithic black shale	Heterolithic interbedded yellow siltstone to very fine sandstone, and black shale. Siltstone presents parallel, lenticular, and wave ripple lamination.	Intermittent combined flow in anoxic, sapropelic environment.	Yellow color is relatively intense. Pyrite forming nodules or even millimeter-sized rich horizons (?) is common.	
Chw	Hybrid arenite	Hybrid arenite alternating carbonate-rich (beige) and siliciclastic-rich (dark grey) lenses and layers millimeters to centimeters thick. Structure presents wave ripples and low-angle undulated truncated sets of laminae.	Intermittent combined flow caused by storm action.		Mid-Ramp
Cgl	Laminated grainstone	Fine grainstone with upper-flow parallel lamination, through, low angle, and hummocky cross-lamination.	Combined flow in lower to upper flow regime caused by storm action.		



Cgp	Grainstone with pygocephalomorphs	Fine laminated intraclastic grainstone with pygocephalomorph carapaces bordering intraclasts.	Combined flow in lower to upper flow regime caused by storm action.	
Mg	Graded marlstone	Carbonate mudstone mixed with organic-rich siliciclastic mudstone. Layers have abrupt base, and "carbonating-upward" gradation.	Settle out from suspension and/or precipitation by a prograding microbial-influenced carbonate factory.	Inner Ramp
Cm	Carbonate mudstone	Massive to weakly laminated carbonate mudstone.	Microbial-influenced precipitation and/or grain trapping.	Calcite veins are common. Sometimes interconnected, causing breccias.
Cb	Carbonate breccia	Dolomitic rudstone to floatstone with angular mudstone clasts. Sizes range from granule to pebble (up to 5 cm). Matrix composed of darker-colored mudstone presenting distorted lamination, apparently crenulated. Evaporite pseudomorphs are present.	Subaerial exposure and evaporite displacive growth.	
Cr	Intraclastic conglomerate	Dolomitic rudstone to floatstone formed by light beige, pebble-sized, elongated mudstone clasts up to 4 cm, in brownish wackestone matrix. Clasts are angular with bimodal oblique orientation, to well-rounded with cross-stratification. Thinner clasts are often deformed. Evaporite pseudomorphs are present.	Erosive unidirectional flow in lower plane bed caused by storm coastal set-up.	

---



254  
255  
256  
257

**Figure 4.** Lower shoreface facies, ascribed to the Palermo Formation. Light grey colors indicate an oxygenated environment. Core width = 5 cm. (A) Light grey heterolithic siltstone (Fw facies). (B) Light grey mudstone (Ff facies).

258

#### 4.1.3. *Dark grey mudstone – Ff*

259

260

261

262

263

264

265

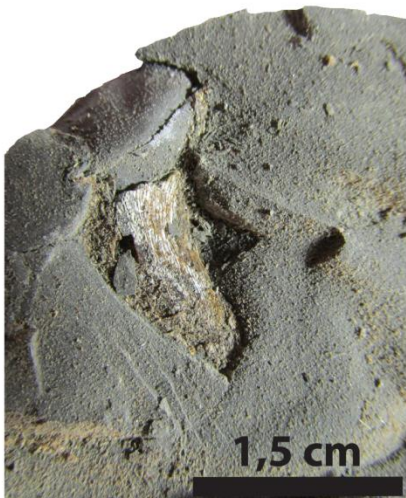
266

*Description.* Massive to parallel laminated dark grey mudstone, presenting variably developed fissility (Figure 5A). Isolated, rare and incipient millimeter sized silt ripples are present. Fossils of paleonisciform fish, mainly scales, occur isolated over metric intervals, or as thin concentrations without preferred orientation (Figure 6C). Rare isolated mesosaurid bones are also present. Some sulphide nodules occur, and sometimes form centimeter-sized rich horizons. Transition to adjacent fine grained facies is gradual, including to black shales, and especially to the light grey mudstone when facies limit becomes difficult to trace.



267  
268  
269  
270  
271

**Figure 5.** Outer ramp facies. Dark grey colors indicate dysoxic to anoxic environment. Core width = 5 cm. **(A)** Dark grey mudstone (Ff facies) showing massive structure and a plaeonisciform fish fossil. **(B)** Black Shale (Fn facies) showing well-developed fissility. **(C)** Heterolithic black shale (Hn facies) showing linsen bedding. **(D)** Heterolithic siltstone (Hw facies) showing flaser bedding.

**A****B****C**

272  
273  
274  
275

**Figure 6.** Fossils found in outer ramp facies. Core width = 5 cm. **(A)** Mesosaurid ribs and vertebrae occurring in facies Hw, near the MTS. **(B)** Ichnofossils found in facies Hw, in the TST. **(C)** Paleonisciform fish fossils found in facies Ff, more commonly in the early HST.

276 *Interpretation.* Deposition of dark grey mudstone indicates particle settle-out from  
277 suspension in dysoxic to anoxic conditions, below storm wave base. The presence of  
278 sulphide nodules indicates moments of greater reducing environment, capable of  
279 better preservation of organic matter (Araújo, 2001; Boggs, 2006). Very rare and  
280 weak currents are able to carry silt and form diffuse millimeter sized ripples.  
281 Paleonisciform fish fossils, where more common and isolated, might indicate lower  
282 rates of sedimentation (Brett, 1995). When in thin concentrations, might be the  
283 reminiscent lag of a ravinement surface in a muddy homogeneous facies (Holz et al.,  
284 2010; Rohn, 2007).

#### 285 4.1.4. Black Shale – Fn

286 *Description.* Bituminous black shale (Figure 5B). Parallel lamination is extremely  
287 well developed, generating near perfect fissility. Very rare, isolated, millimeter to  
288 centimeter sized siltstone lenses and wave ripples of yellow color occur. Sulphides  
289 are very common, occurring in the silt lenses, as nodules, and in centimeter-sized  
290 rich horizons. When weathered, becomes very similar to the dark grey mudstone (Ff)  
291 facies, its contact becoming difficult to distinguish. Contact with heterolithic facies  
292 (Hw and Hn) can be gradational by increasing silt content, or abrupt.

293 *Interpretation.* Particle settle-out from suspension in anoxic, sapropelic  
294 environment below storm wave base (Boggs, 2006). Very rare and weak currents are  
295 able to form millimeter sized silt lenses and ripples (Plint, 2010). The common  
296 occurrence of sulphides reinforces the interpretation of strongly reducing conditions,  
297 with great preservation potential of organic matter. The reducing conditions also  
298 favored the preservation of structures such as fissility (Araújo, 2001).

#### 299 4.1.5. Heterolithic siltstone – Hw

300 *Description.* This facies is composed of alternated dark grey mudstone and  
301 yellowish siltstone to very fine sandstone, with flaser to linsen bedding (Figure 5D).  
302 Siltstone occurs in millimeter-sized continuous and discontinuous laminae ('streaks');  
303 and as millimeter- to centimeter-sized lenses with internal cross-lamination and  
304 combined-flow ripples, draped by mudstone. Mudstone presents parallel lamination  
305 when in continuous horizons, with variable degree of fissility. Lenses and ripples  
306 usually present sharp bases and tops, with common microexcavations at the base.  
307 Contact with other fine facies is usually gradual, occurring by appearance and

308 increase in content, or gradual disappearance of siltstone ripples and lenses.  
309 Ichnofossils are present as well-preserved escape features, vertical and horizontal  
310 tubes (Figure 6B). These can be usually found deformed by compression.  
311 Mesosaurid fossils are common in specific intervals (Figure 6A). At some levels,  
312 poorly selected fine sandstone with granule- to pebble-sized shale clasts (Figure 7)  
313 occurs. It presents upper-flow parallel, low angle, and through cross-stratification.  
314 Shale clasts can be up to 3 cm in length, elongated or very irregular, and weakly  
315 oriented sub-parallel to the through cross-stratification. Granules and pebbles also  
316 tend to be near the erosive base, generating normal gradation.

317 *Interpretation.* Millimeter to centimeter sized lenses with internal cross-lamination  
318 and combined-flow ripples draped by mud are interpreted as the result of intermittent  
319 combined flow, operating near storm wave base (Plint, 2010). The dark grey color  
320 together with the good preservation of structures indicates dysoxic bottom sediment  
321 conditions (Araújo, 2001; Boggs, 2006). Rip-up clasts (shale intraclasts) in upper-flow  
322 parallel, low angle, and through cross-stratification are here interpreted as the result  
323 of oscillatory and unidirectional erosive flows caused by wave action on semi-  
324 consolidated mudstone (Demicco and Hardie, 1994; Plint, 2010). The common  
325 mesosaurid fossils are restricted to the upper portion of the studied interval, and will  
326 be properly discussed in section 5.3.

#### 327 4.1.6. Heterolithic black shale – Hn

328 *Description.* Bituminous and non-bituminous black shale alternating with yellow  
329 siltstone to very fine sandstone in heterolithic bedding (flaser to linsen; Figure 5).  
330 Siltstone occurs in millimeter-sized continuous and discontinuous laminae ('streaks');  
331 and as millimeter- to centimeter-sized lenses with internal cross-lamination and  
332 combined-flow ripples, draped by mudstones. Mudstones also present parallel  
333 lamination when in continuous horizons, with near perfect fissility. Sulphides are  
334 common as nodules, and forming centimeter-sized rich horizons, similar to Fn facies.  
335 Contact to other fine facies is gradual, marked by intensification or attenuation of  
336 black and yellow colors, less developed fissility, and fewer sulphide nodules.  
337 Paleonisciform fish fossils, mainly scales, are present, as well as some rare  
338 mesosaurid bones.

339 *Interpretation.* Hydraulic conditions are similar to Hw facies, with small combined-  
 340 flow ripples indicating intermittent current near storm wave base (Plint, 2010).  
 341 However, oxygenation conditions differ. Intense black colors and presence of  
 342 bitumen are result of excellent organic matter preservation. Together with the  
 343 preservation of near perfect fissility structures and common presence of sulphide  
 344 nodules, these features indicate a strongly reducing, anoxic bottom sediment  
 345 condition (Araújo, 2001; Boggs, 2006).



346  
 347 **Figure 7.** Intraclastic sandstone showing erosive base, through cross-stratification (left) and rip-up  
 348 clasts (shale intraclasts) composed of dark grey mudstone (right). Core width = 5 cm.

#### 349 4.1.7. Hybrid arenite – Chw

350 *Description.* Hybrid arenite (*sensu* Zuffa, 1980) composed of alternating  
 351 siliciclastic-dominated and carbonate-dominated lenses and layers millimeters to  
 352 centimeters thick (Figure 8A). Grain size ranges from silt to very fine sand. Content  
 353 varies in centimeter-scale between the two end-members, with colors tending to  
 354 beige when carbonate content is higher, and to dark grey (organic-rich) when  
 355 siliciclastic content is higher. There seems to be a “carbonating-upward” tendency,  
 356 but the poor preservation of cores prevented accurate recognition. Structure is at  
 357 some intervals similar to Hw facies, presenting millimeter- to centimeter-sized lenses  
 358 with internal sub-millimeter cross lamination, and combined-flow ripples. However,  
 359 these lenses coexist with sets of millimeter- to centimeter-sized parallel, low-angle,  
 360 and gently convex up and down cross-lamination with low-angle truncations. This

361 facies can grade to and from Hw and Cgl facies by increase or decrease of  
362 carbonate/siliciclastic sediment content, but bases of laminae sets are abrupt; It also  
363 grades to and from the C/F facies, by appearance or disappearance of lamination.  
364 Facies limits are usually difficult to trace.

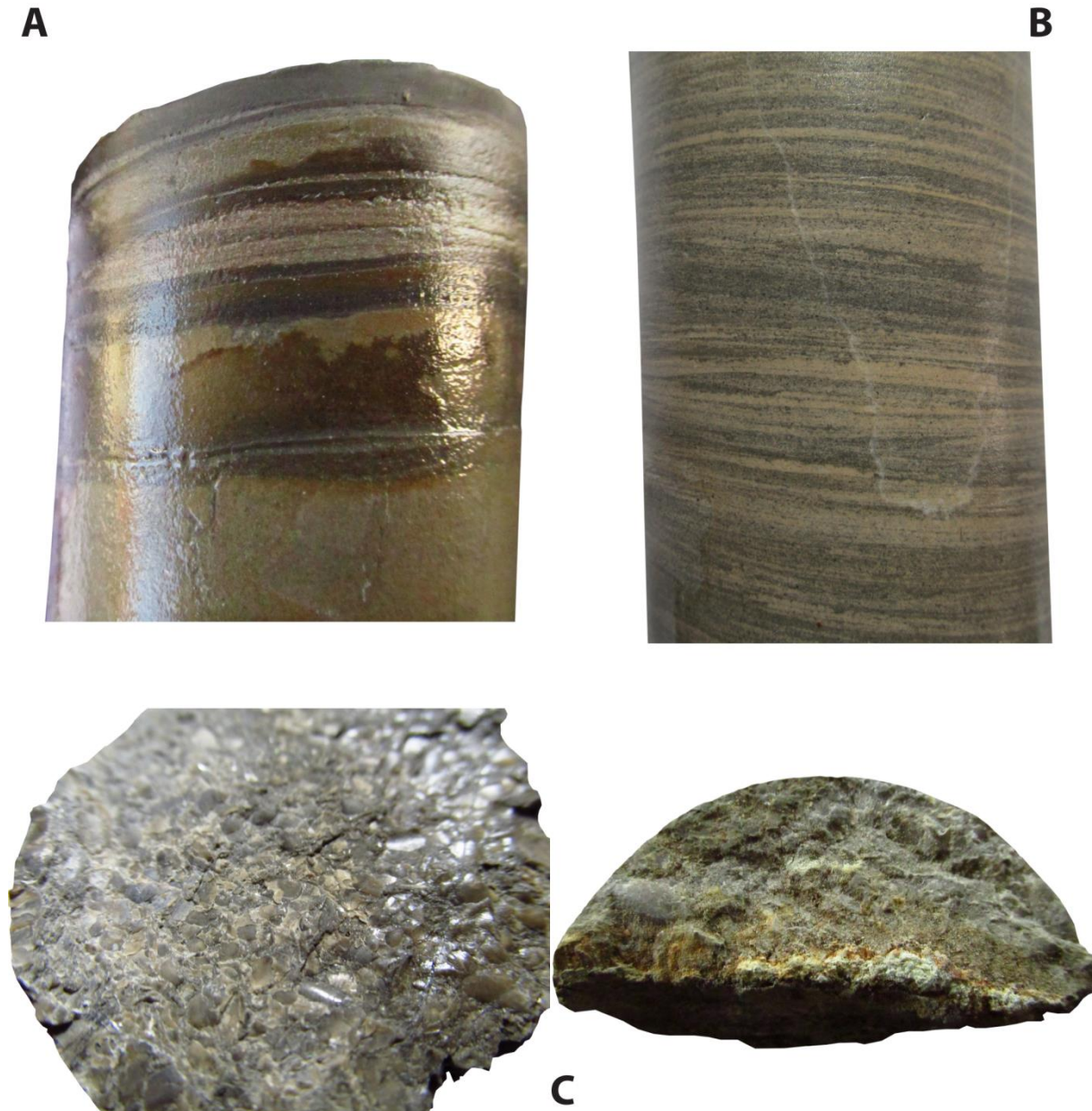
365 *Interpretation.* Millimeter- to centimeter-sized lenses with internal sub-millimeter  
366 cross lamination and combined-flow ripples are the result of an intermittent combined  
367 flow. Increase in environment energy under the same hydraulic regime is inferred by  
368 the disappearance of lenses and appearance of sets with gently convex up and down  
369 cross-lamination with low-angle truncations, interpreted as hummocky cross-  
370 stratification (Dott and Bourgeois, 1982; Harms et al., 1975; Plint, 2010). Organic-rich  
371 dark grey sediment indicates periodic dysoxic conditions (Boggs, 2006).

#### 372 4.1.8. Laminated grainstone – Cgl

373 *Description.* Fine grainstone with sets of millimeter- to centimeter-sized upper-  
374 flow parallel lamination, low-angle and through cross-lamination, and gently convex  
375 up and down cross-lamination with low-angle truncations (Figure 8B). Laminae are  
376 marked by alternating lighter and darker beige colors, but light grey color can also  
377 occur. It grades to and from Chw facies by decrease or increase in carbonate grain  
378 content and decrease or increase of grainstone laminae set thickness, but base of  
379 laminae sets are abrupt, and commonly erosive. Top of sets can sometimes present  
380 an undulated surface.

381 *Interpretation.* Gently convex up and down sets of laminae with low-angle  
382 truncations are interpreted as hummocky cross-stratification. Together with the  
383 parallel lamination, through and low-angle cross-laminations, these structures  
384 characterize a high-energy combined flow transiting between lower- and higher-flow  
385 regime, and characterize storm-generated beds (i.e., tempestites; Dott and  
386 Bourgeois, 1982; Dumas and Arnott, 2006; Harms et al., 1975; Plint, 2010).





387  
388 **Figure 8.** Mid-ramp facies. Core width = 5 cm. **(A)** Hybrid arenite (Chw facies). **(B)** Laminated  
389 grainstone (Cgl facies). **(C)** Disarticulated, densely concentrated pygocephalomorph carapaces (Cgp  
390 facies).

391 **4.1.9. Grainstone with pygocephalomorphs – Cgp**

392 *Description.* Fine grainstone with peloidal and bioclastic intraclasts  
393 (pygocephalomorphs; Figure 8C, Figure 9). This facies is similar in structure to the  
394 Cgl facies, with sets of upper-flow parallel lamination, low-angle and through cross-  
395 lamination, and gently convex up and down cross-lamination with low-angle  
396 truncations. Intraclasts are composed mostly by peloids and pygocephalomorph  
397 skeletal fragments (Figure 9C, D). The carapaces usually border the intraclasts  
398 (Figure 9D). Isolated carapaces are commonly covered by a calcite acicular fringe

399 (Figure 9C). Contacts with underlying Hw facies are erosive, and sometimes present  
400 shale intraclasts. Overlying contacts are intercalations with Chw facies. Mesosaurid  
401 fossils are present at some locations (Figure 9A, B).

402 *Interpretation.* This facies is considered to be deposited in the same transiting  
403 lower- to higher-flow regime as the Cgl facies (Dott and Bourgeois, 1982; Dumas and  
404 Arnott, 2006; Harms et al., 1975; Plint, 2010). It is for the purpose of this study  
405 differentiated for the observed abundance of pygocephalomorph crustaceans.  
406 Grainstones composed by intraclasts indicate hardground formation and subsequent  
407 erosion and reworking (Demicco and Hardie, 1994). The scarcity of isolated,  
408 unfringed carapaces indicates these would have a different hydraulic equivalence, or  
409 that they are far more easily destroyed (Kreisa, 1981; Speyer and Brett, 1988).  
410 Nevertheless, it also indicates that there was a sedimentary hiatus of non-deposition  
411 after the first deposition of the carapaces for cementation and fringe formation to  
412 develop, and further supports the interpretation of reworking and transportation  
413 (Morad, 1998; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). Other indicatives of reworking and  
414 transport are the grain selection, absence of matrix, and erosive bases (Demicco and  
415 Hardie, 1994; Kreisa, 1981).

#### 416 4.1.10. Carbonate Mudstone – Cm

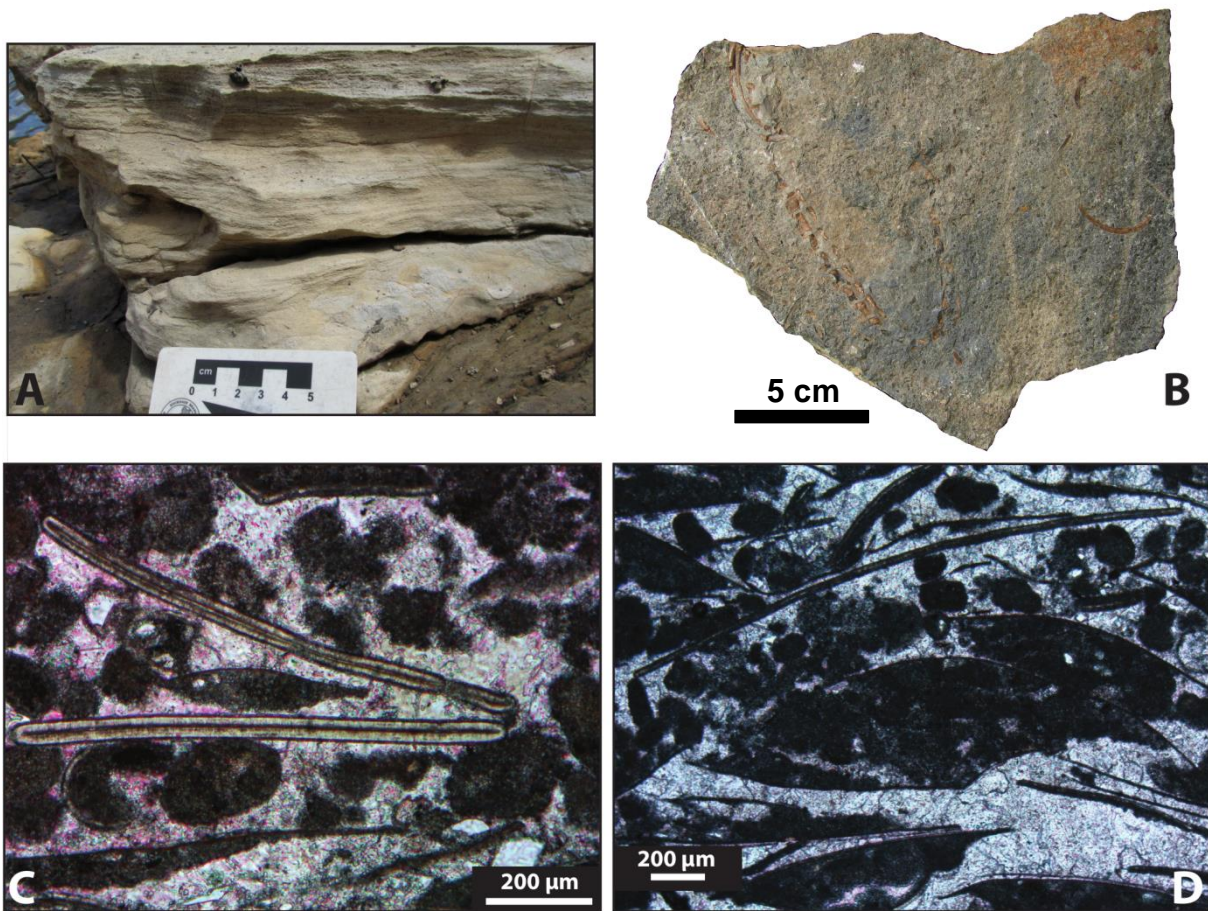
417 *Description.* Massive to weakly laminated micritic mudstone (Figure 10D). Calcite  
418 veins are common, sometimes interconnected causing brecciation. Contacts with  
419 other carbonate facies are usually gradational.

420 *Interpretation.* Deposition of carbonate mudstone layers without internal cross-  
421 stratification is difficult to interpret. Due to the shallow water context, with evaporite  
422 interpretations in other facies, and weak lamination, this deposit is considered as  
423 microbial-influenced. Calcite veins are interpreted as post-burial features (Demicco  
424 and Hardie, 1994; Riding, 2000a).

#### 425 4.1.11. Graded marlstone – Mg

426 *Description.* Marlstone in centimeter-sized layers which grade from carbonate of  
427 light grey to beige colors to a grey siliciclastic mudstone (Figure 10A). The more  
428 hybrid horizons are brownish in color. Layers are sharp-based, and present a  
429 “carbonating-upward gradation”, *i.e.*, grade from siliciclastic-rich to carbonate-rich  
430 mudstone. Contact to other carbonate fine facies (Cm), and sand-sized carbonate

431 (Cgl) and hybrid (Chw) facies are usually gradational. The rudstone Cr facies can be  
 432 seen “forming” from erosion of this facies (Figure 10E).



433  
 434 **Figure 9.** Laminated intraclastic grainstone with high abundance of pygocephalomorph carapaces  
 435 (Cgp facies) from the Passo do São Borja outcrop. **(A)** Gently undulating and upper-flow parallel  
 436 laminated grainstone. Note mesosaurid vertebrae on upper portion. Scale bar in centimeters. **(B)**  
 437 Sample showing semi-articulated mesosaurid vertebrae amidst pygocephalomorph carapaces. **(C)**  
 438 Photomicrography of thin section showing well-developed acicular dolomitic fringe on  
 439 pygocephalomorph carapaces (center). Cross polarized light. **(D)** Intraclast (center) composed of  
 440 peloids and bordered by pygocephalomorph carapaces. Plane polarized light.

441 *Interpretation.* As stated above, carbonate mud deposition without internal cross-  
 442 stratification is of difficult interpretation (Demicco and Hardie, 1994; Riding, 2000b). A  
 443 common process which deposits graded fine sediments is particle settle-out from  
 444 suspension (Demicco and Hardie, 1994). In opposition, the occurring gradation in  
 445 these rocks is of compositional, rather than granulometric nature, which indicates that  
 446 differentiation is not due to hydraulic sorting. Structureless carbonate muddy thin  
 447 beds can also be generated by microbially-influenced precipitation (Demicco and  
 448 Hardie, 1994; Jones, 2010; Riding, 2000b), and the rate of this precipitation can be  
 449 influenced by many factors (Jones, 2010). Thus, this facies is hereby interpreted as a  
 450 composite of processes: the siliciclastic mud was deposited by settle-out from

451 suspension, while carbonate mud resulted from an increasing-upward rate of  
452 microbial-influenced precipitation. The carbonate precipitation rate exceeded and  
453 drowned the siliciclastic deposition, until it was abruptly interrupted, initiating the next  
454 cycle.

#### 455 4.1.12. Carbonate breccia – Cb

456 *Description.* Dolomitic rudstone to floatstone with pebble-sized clasts of light to  
457 dark beige color (Figure 10C). Commonly intercalates with centimeter-thick levels of  
458 dark grey siliciclastic mudstone. Clasts are up to 3 cm in size, composed of dolomitic  
459 mudstone, and can range from elongated and very angular (“pointed”), to more  
460 equant and sub-rounded, with no orientation. Matrix in floatstone portions is  
461 composed of fine wackestone to mudstone, presenting distorted, seemingly crinkled  
462 lamination. Tiny “bladed” or “discoïdal” (up to 5 mm in length) structures, filled by  
463 calcite and silica cements, occur in chaotic orientation (Figure 11A). These are  
464 sometimes associated to curved-up, ruptured layers (Figure 11C). Nodular structures  
465 occur in clutches up to 3 cm, sometimes elongated along the lamination, resembling  
466 “clouds” (Figure 11D-F). Rhomb-shaped structures up to 2 mm, are also present  
467 (Figure 11B).

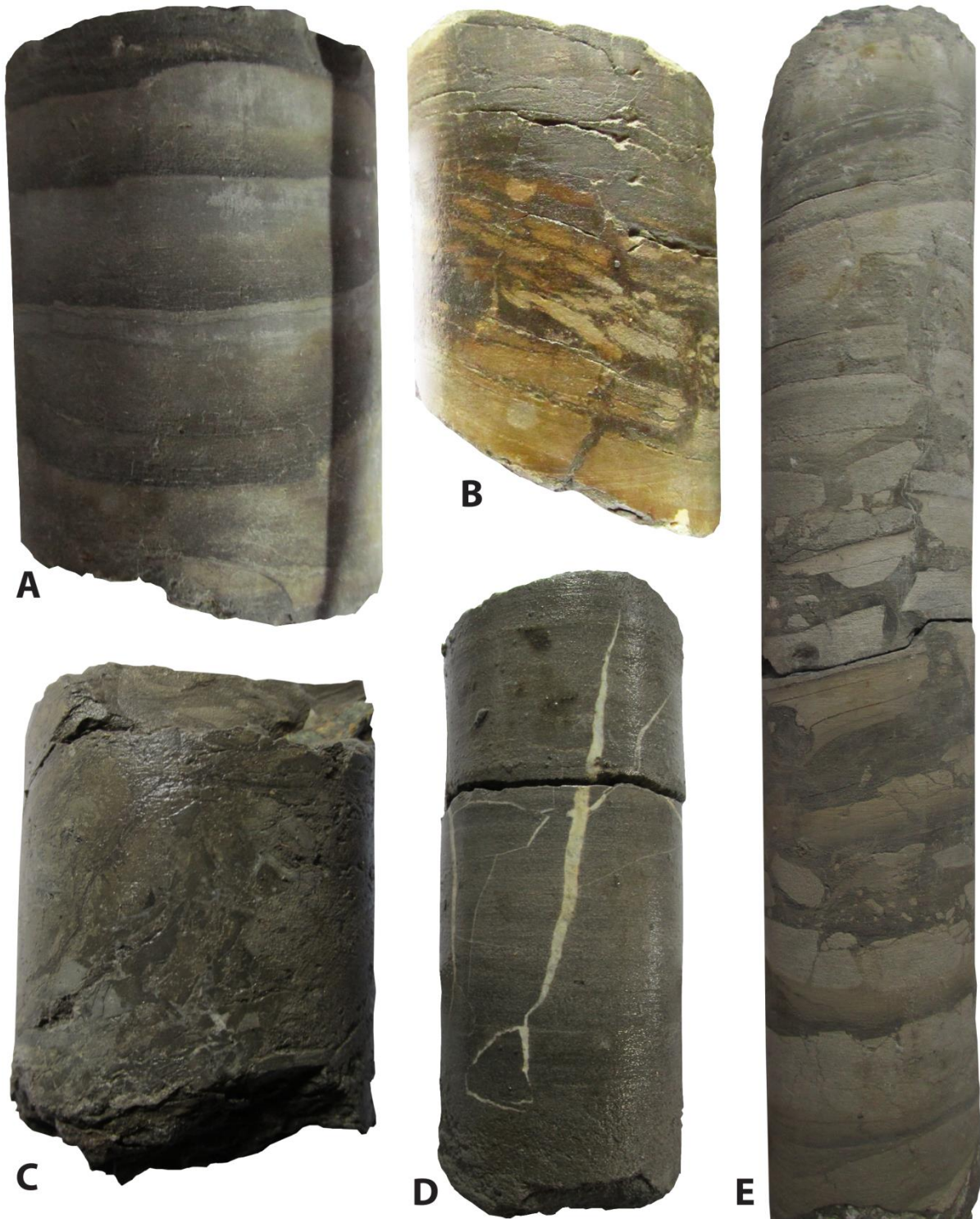
468 *Interpretation.* Brecciation in carbonate rocks can have a variety of originating  
469 processes, which can work in conjunction. The tiny “bladed” and rhomb-shaped  
470 structures are here interpreted as pseudomorphs of intrasediment-grown gypsum  
471 crystals. The “cloud-shaped” nodules are interpreted as pseudomorphs of gypsum  
472 clusters, or chicken-wire anhydrite. Curved-up and ruptured carbonate layers with  
473 underlying breccia and gypsum pseudomorphs are interpreted as tepee structures.  
474 Evaporite intrasediment growth indicates precipitation due to supersaturated waters,  
475 although these can be syndimentary or early post-burial events. Tepee structures  
476 are result of expansive growth of early cements within a host sediment, and are  
477 indicative of shallow-water setting, either subtidal, intertidal, or supratidal. Micro-  
478 crenulated lamination and other cryptomicrobial structures, as well as pseudomorphs  
479 of anhydrite and gypsum have been observed by Araújo (2001) in the same horizon  
480 of the Irati Formation, including in borehole HV-44-RS. Dolomitization is also  
481 indicative of evaporitic shallow-water conditions. These characteristics combined, it is  
482 here interpreted that these rocks formed under a shallow-water, hypersaline  
483 environment with periodic subaerial exposure. Thus, most likely brecciation process

484 is considered to be mainly subaerial exposure, and also subordinately displacive  
485 evaporite intra-sediment growth (Demicco and Hardie, 1994; Scholle et al., 1983).

486 *4.1.13. Carbonate intraclastic conglomerate – Cr*

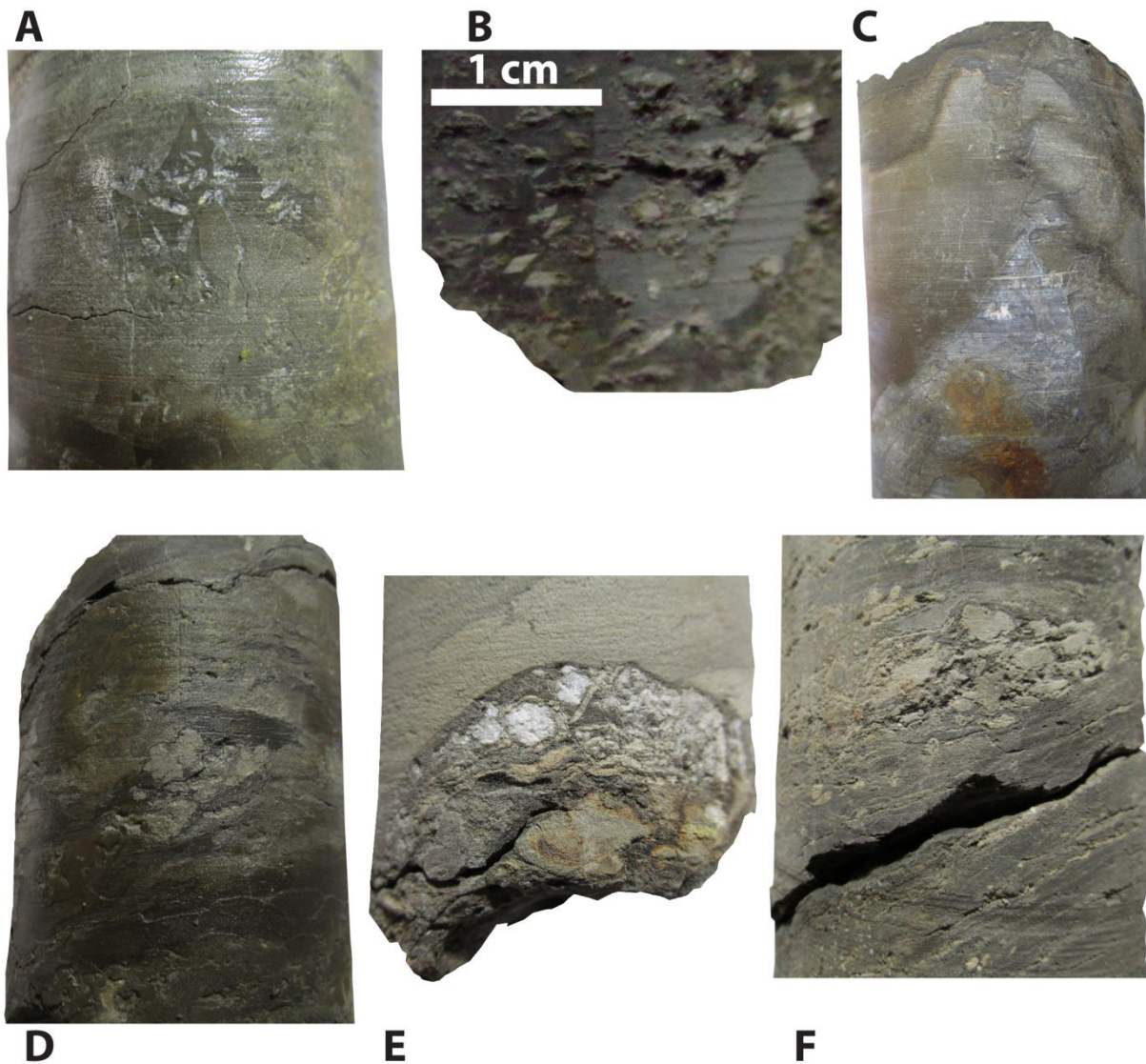
487 *Description.* Dolomitic rudstone to floatstone with elongated, light beige pebble-  
488 sized (up to 5 cm) mudstone clasts, in a dark-beige to brownish wackestone to  
489 mudstone matrix. Most clasts present a sub-horizontal to bimodal oblique orientation  
490 (Figure 10E), but also occur in cross-stratification (Figure 10B). Bimodal oblique-  
491 oriented clasts are mostly elongated and angular, sometimes with irregular limits  
492 (Figure 10E), and are commonly deformed, especially when less than 1 cm in  
493 thickness (Figure 10B, E). Thicker (> 1 cm) angular clasts also commonly present  
494 internal lamination, and give the impression of being “ripped up” from carbonate-rich  
495 Mg facies, with upward increase in fragmentation (Figure 10E). More well-rounded  
496 clasts occur usually in cross-stratification. Nodular and tiny elongated (< 2 mm)  
497 structures, and crinkled laminae are present, substituted by silica (Figure 11E).

498 *Interpretation.* Borehole HV-32-RS shows what is here interpreted as the  
499 formation of intraclasts by erosion and rip-up of the semi-consolidated Mg  
500 (carbonate-dominant) facies into tabular, centimeter-thick angular pebbles with  
501 irregular edges (Demicco and Hardie, 1994; Scholle et al., 1983). The bimodal  
502 oblique orientation of the flat-pebbles is here interpreted as a result of heterogeneous  
503 liquefaction, due to upward release of pore-pressure, caused by rapid storm flow  
504 (Bouchette et al., 2001). The thinner pebbles are often deformed, attesting the semi-  
505 consolidated state of the eroded sediment (Demicco and Hardie, 1994; Scholle et al.,  
506 1983). The association of angular and well-rounded clasts with cross-stratification  
507 indicates relatively short transport by lower flow regime unidirectional current (Boggs,  
508 2006; Demicco and Hardie, 1994). Nodular and tiny elongated structures, and  
509 crinkled laminae are here interpreted to be substituted by silica, and together with  
510 dolomitization indicate hypersaline shallow-water conditions (Demicco and Hardie,  
511 1994; Pratt, 2010). The intraclastic flat-pebble conglomerate is thus interpreted as  
512 the erosion and redeposition of semi-consolidated carbonate sediment in a shallow-  
513 water, evaporitic setting, caused by storm action (Bouchette et al., 2001). Variation  
514 from grain-supported to matrix-supported is also a common feature for these  
515 deposits (Demicco and Hardie, 1994).



516  
517  
518  
519  
520

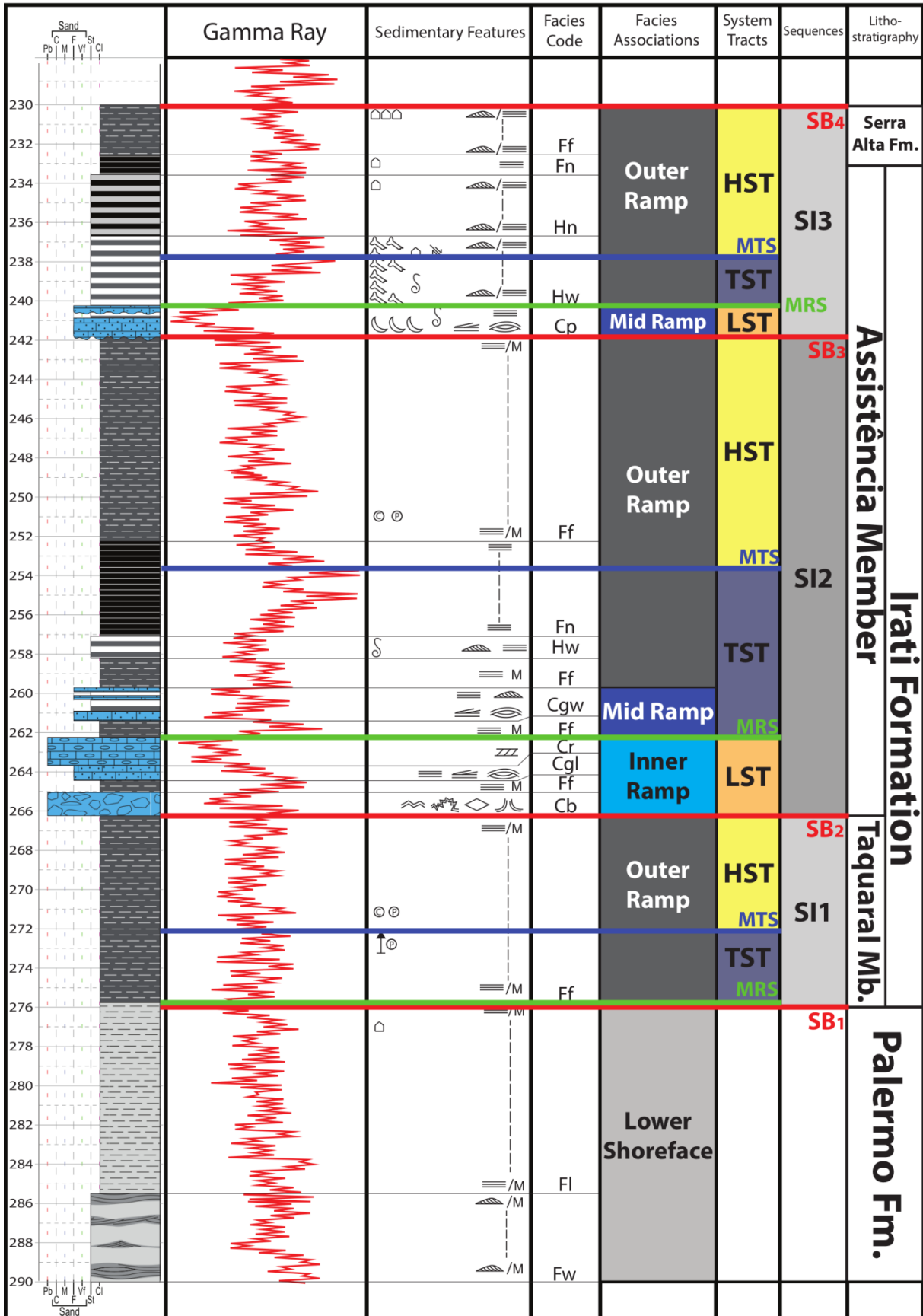
**Figure 10.** Inner ramp facies as found in cores. Core width = 5 cm. **(A)** Graded marlstone (C/F facies). **(B)** Carbonate intraclastic conglomerate (Cr facies). **(C)** Carbonate breccia (Cb facies). **(D)** Carbonate mudstone (Cm facies) showing a calcite-filled vein. **(E)** Formation of intraclastic conglomerate by rip-up of semi-consolidated graded marlstone.



521  
522 **Figure 11.** Inner ramp evaporitic sedimentary features observed in cores. Structures substituted by  
523 silica or dolomite. Core width = 5 cm. **(A, B)** “Bladed”, “discoidal”, or “rhomb-shaped” pseudomorphs of  
524 intrasediment-grown gypsum crystals. **(C)** Teepee structure. **(D, E, F)** “Cloud-shaped” nodular gypsum  
525 or chicken-wire anhydrite.

#### 526 4.2. Facies associations

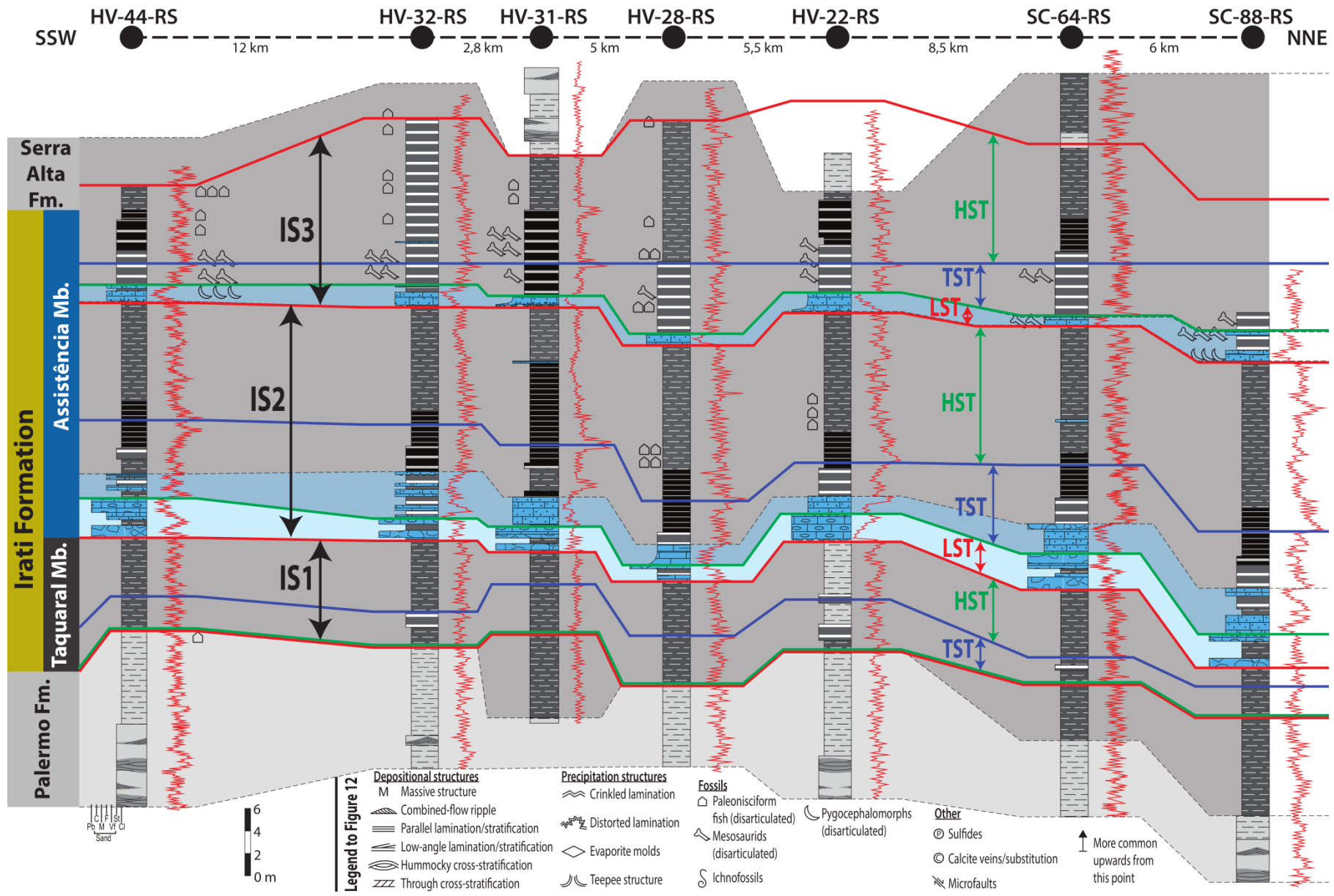
527 Figure 12 shows description and interpretations of facies associations, and  
528 sequence stratigraphy of borehole HV-44-RS. Figure 13 shows the correlated facies  
529 associations in a SW-NE section (Figure 1D), forming a stratigraphic framework, and  
530 highlights fossil occurrences. The 13 identified facies were grouped in 4 facies  
531 associations, attributed to different depositional environments, as shown in Table 1:  
532 one open marine facies association – lower shoreface (Plint, 2010); and three  
533 carbonate ramp facies associations – outer ramp, mid-ramp, and inner ramp  
534 (Burchette and Wright, 1992).



535  
536  
537

Figure 12. Facies, sedimentary features, and interpretations of borehole HV-44-RS. Legend of sedimentary features in Figure 13.





539 **Figure 13.** Correlation of described borehole logs aided by gamma-ray logs, with highlighted fossil  
540 occurrences. Chosen datum is the MTS of the IS3, near to which mesosaurid fossils are more  
541 common. Pygocephalomorph carapaces are only found in the intraclastic grainstones of the LST of  
542 IS3. Paleonisciform fish fossils are more common on the HST (especially the early HST) of both IS2  
543 and IS3. Facies in accordance to figure 12.

---

544 The lower shoreface facies association is composed by the Fw and FI facies.  
545 Heterolithic bedding associated with small-sized structures (ripples) generated by  
546 combined-flow are indicative of episodic storm action, near the lower limit of storm  
547 wave base (Plint, 2010), and so can be considered as the distal manifestation of  
548 storm action, *i.e.*, distal tempestites (Dott and Bourgeois, 1982). Described logs show  
549 a retrogradational pattern, so that mudstone dominates upwards over siltstone  
550 (Figure 13). Light grey colors, together with ubiquitous bioturbation are indicative of  
551 oxygenated bottom sediments (Araújo, 2001; Boggs, 2006), which in turn imply good  
552 water circulation, and thus, an open communication with the outer ocean (Araújo,  
553 2001).

554 The outer, mid-, and inner ramp depositional environment division is based on  
555 the classification of Burchette and Wright (1992). These environments are  
556 considered to integrate a carbonate ramp system in a restricted epeiric sea (Araújo,  
557 2001). The restricted conditions are inferred by the excellent preservation of organic  
558 matter and original depositional structures (Araújo, 2001; Goldberg, 2001).

559 The outer ramp facies association is characterized by the Ff, Fn, Hw, and Hn  
560 facies. Deposition of these facies took place below or near storm wave base, so that  
561 wave action could only form small-scale bedforms (ripples and lenses) and  
562 microexcavations (Araújo, 2001; Plint, 2010). As in the lower shoreface environment,  
563 these features are considered the distal manifestations of intermittent storm action,  
564 and are regarded as distal tempestites (Dott and Bourgeois, 1982). Mesosaurid  
565 bones are most common in the upper part of the studied interval, amidst these distal  
566 tempestites, mainly of the Hw facies. The dysoxic to anoxic conditions, which attest  
567 the onset of a restricted communication with the outer ocean, are indicated by dark  
568 grey and intense black colors of mudstones and shales, presence of sulphides, and  
569 preserved ichnofossils (Araújo, 2001; Boggs, 2006). The occasional levels of  
570 intraclastic sandstones are considered to be generated by storm wave ravinement,  
571 transgressive or regressive. Its association to mid- and outer ramp facies, but not  
572 with inner ramp facies is also indicative of its origin (Catuneanu, 2006). It was not

573 observed in every core, so a surface could not be traced. Some rare isolated  
574 grainstone layers occasionally occur, probably transported to greater depths by major  
575 storms, but are still considered to be in outer ramp environment.

576 Typical mid-ramp facies are Chw, Cgl, and Cgp. These represent reworking and  
577 transport of previously consolidated (or semi-consolidated) sand-sized material by  
578 storm action. Reworking is attested especially by the intraclasts composed of  
579 pygocephalomorph carapaces and peloids (Figure 9; Araújo, 2001; Demicco and  
580 Hardie, 1994; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Van Steenwinkel, 1990). High  
581 energy storm events are attested by the predominance of transition to upper-flow  
582 regime structures (low-angle and hummocky cross-stratification, upper-flow parallel  
583 stratification; Dott and Bourgeois, 1982; Harms et al., 1975; Plint, 2010).  
584 Transportation is further corroborated by the lack of *in situ* sediments, such as  
585 carbonate mudstone matrix or articulated fossils (Demicco and Hardie, 1994;  
586 Voorhies, 1969). The Chw facies is here interpreted as a transition between the Hw  
587 and Cgl facies, and thus between outer and mid-ramp environments. The transition is  
588 embodied by appearance or disappearance of carbonate compositions and high-  
589 energy structures. Occasionally siliciclastic intervals are continuous enough to be  
590 considered Hw facies, but are still considered in mid-ramp while carbonate  
591 grainstones are common. This succession presents typically a retrogradational stack  
592 pattern.

593 Inner ramp facies are Mg, Cm, Cb, and Cr. These are characterized by *in situ*  
594 deposited or precipitated sediments disturbed by shallow water processes, such as  
595 subaerial exposure, intrasediment evaporite growth, and storm erosion.

596 The features displayed by the intraclastic conglomerate (Cr) facies are  
597 characteristic of shallow-water settings (Aigner, 1985; Demicco and Hardie, 1994;  
598 Pratt, 2010; Scholle et al., 1983). Additionally, lamination can be seen within the  
599 clasts (which is difficult to observe in facies Mg), serving as weakness surfaces for  
600 further breakage into millimeter-thick elongated angular pebbles. This internal  
601 lamination corroborates an initial microbial-influenced deposition for the Mg facies.  
602 Due to shallow-water context, the Mg facies is interpreted as being formed by very  
603 high-frequency, shallowing-upward sequences. The deficiency of coarse- and  
604 medium-sized siliciclastic sediments and shallow water wave energy in the Irati

605 Formation would cause the progradation of the system to be marked not by increase  
606 in grain size, but by increase in production of the microbial carbonate factory, thus  
607 generating the “carbonating-up” gradation. Subaerial exposure, evaporitic conditions,  
608 and microbial influence on sedimentation are further corroborated by observations of  
609 criptomicrobial lamination, evaporite molds, and mudcracks by Araújo (2001) in thin  
610 sections of the HV-44-RS borehole. Absence of benthic fauna and bioturbation are  
611 indicative of a stressed environment, probably due to high salinity (Araújo, 2001).  
612 Dark grey siliciclastic mudstones (Ff and Fn facies) occur, but this intercalation is  
613 common in shallow carbonate settings (Bathurst, 1987; Demicco and Hardie, 1994;  
614 Pratt, 2010). Intercalated grainstones (Cgl facies) are also present, as not all grain-  
615 sized particles are transported to the mid-ramp.

### 616 **4.3. Sequence Stratigraphy**

617 From the facies associations displayed on the stratigraphic framework and the  
618 gamma-ray profiles, significant stratigraphic surfaces could be traced, named  
619 sequence boundaries (SB), maximum regressive surfaces (MRS), and maximum  
620 transgressive surfaces (MTS). This led to the recognition of 3 sequences within the  
621 Irati Formation: Irati Sequences 1, 2, and 3. This sequence stratigraphy framework is  
622 displayed in Figure 12 and Figure 13.

623 Progradational-retrogradational patterns on the gamma-ray profiles were used as  
624 guideline for correlation between core sections. However, especially for finely  
625 intercalated facies the gamma-ray reading might be affected by neighboring layers  
626 (Serra, 1984). Additional sedimentary features, such as presence of sulfide nodules  
627 or fossil occurrence were also considered. Nevertheless, when conflicting,  
628 demarcation of significant surfaces was traced considering facies change.

#### 629 4.3.1. Irati Sequence 1 – IS1

630 The Irati Sequence 1 (IS1) starts in most boreholes at the limit between the  
631 Palermo and Irati Formations, marked by a negative shift in the gamma-ray profile  
632 and by the change from light grey to dark grey mudstone. The color change is usually  
633 gradational and not always readily identifiable. It represents the onset of restricted  
634 water circulation conditions, interpreted to be due to a base-level fall, resulting in a  
635 dysoxic environment at the sediment-water interface, and probably the establishment  
636 of a thermo-oxicline (Lavina, 1991). The transition is not always readily identifiable,

637 especially in cores in poorer conditions, so demarcation was aided by gamma-ray  
638 profile. There is a subtle shift from a progradational to a retrogradational pattern and,  
639 since there is no palpable facies change underlying this horizon, a lowstand systems  
640 tract (LST) cannot be recognized. Therefore, the sequence boundary termed SB1 is  
641 coincident with the maximum regressive surface (MRS), and marks the base of the  
642 first transgressive systems tract (TST).

643 The shift from retrogradational to progradational pattern in the gamma-ray profile,  
644 which marks the MTS, is also subtle in this sequence. In boreholes HV-32-RS and  
645 SC-64-RS the MTS was marked on occurrence of the Hw facies. Borehole HV-22-RS  
646 presents a 30 cm thick erosive, intraclastic sandstone interval, interpreted as a  
647 transgressive ravinement surface. Boreholes HV-22-RS, HV-44-RS and SC-88-RS  
648 show an interval with concentration of sulphide nodules. The structure preservation  
649 of the Hw facies and sulphide nodule formation are considered to represent greater  
650 reducing conditions, probably due to a more stratified water body, which are  
651 characteristics of the MTS (Araújo, 2001; Catuneanu, 2006; Lavina, 1991). This  
652 surface marks the base of the highstand systems tract (HST).

653 By these demarcations the Irati Sequence 1 is coincident with the Taquaral  
654 Member lithostratigraphic unit. Deposition took place solely on outer ramp  
655 environment, causing the systems tracts to have little facies differentiation in the  
656 study area. Sediments are characterized by dark grey mudstones (Ff), with little  
657 disturbance to the mudstone continuity except for the erosive sandstone and  
658 heterolithic siltstone (Hw) horizons. Recognition of the continuity of these horizons  
659 might have been prevented by poor core conditions.

#### 660 4.3.2. Irati Sequence 2 – IS2

661 The base of this sequence (SB2) is marked by abrupt facies change from outer  
662 ramp siliciclastic mudstones (Ff) to inner ramp carbonate breccia (Cb). This  
663 represents a large relative sea-level fall, such that a transition through mid-ramp  
664 facies is not observed.

665 Deposition continues after the base-level fall in shallow water, inner ramp  
666 environment, and progressive negative response of the gamma-ray profile indicates  
667 progradation. The carbonate breccias with subaerial features (Cb) are more common  
668 at the base of the succession, and as observed in thin section by Araújo (2001),

669 criptomicrobial structures are also present, which suggest periodic subaerial  
670 exposure. Predominance of these structures can be caused by limited  
671 accommodation space (Pratt, 2010). However, they become less common upwards,  
672 and the intraclastic conglomerates (Cr) become more common. Some studies  
673 suggest carbonate mudstone without lamination might be indicative of more  
674 subaqueous conditions than microbial laminites (Glumac and Walker, 1997), as is the  
675 case of the mudstone clasts. Therefore, this facies succession is interpreted as  
676 response to a slowly increasing rate in creation of accommodation space, allowing  
677 progradation and aggradation, and thus it is interpreted as a lowstand systems tract  
678 (LST). The presence of dark grey mudstones intercalated with the shallow water  
679 carbonates is considered to be due to a higher frequency cycle. In addition,  
680 mudstones and shales interbedded with carbonates are common features in shallow  
681 water settings (Bathurst, 1987; Demicco and Hardie, 1994; Pratt, 2010).

682 Usually marked by a sharp positive break in the gamma-ray profile in the studied  
683 section, the transition from the inner ramp to the mid-ramp also marks the transition  
684 from a progradational to a retrogradational stacking pattern, here interpreted as a  
685 MRS, and the beginning of the TST. Early TST is characterized by Mid-Ramp  
686 grainstone units in isolated storm beds that have an upward tendency to be  
687 progressively thinner (*i.e.*, they are retrogradational). Carbonate sediments  
688 eventually cease, and Outer Ramp bituminous shales occur together with the peak of  
689 gamma-ray reading profiles, marking the MTS.

690 The overlying HST is the thickest accumulation of the 3 sequences. Oxygenation  
691 levels are relatively higher, inferred by the predominance of non-bituminous facies.  
692 Fish remains are more common on this tract, especially near the base. Presumably,  
693 it is due the lower sedimentation rate of the early HST near the MTS, where the  
694 siliciclastic outer ramp still suffers from “starvation” (Brett, 1995).

695 The Irati 2 Sequence (IS2) registers a vigorous progradation of the shoreline, so  
696 that the carbonate factory moved all through the mid-ramp to overlie outer ramp  
697 deposits. As base level started to rise again, water column stratification allied to high  
698 organic production (Lavina, 1991; Araújo, 2001) resulted in strongly anoxic bottom  
699 sediments and exceptional organic matter preservation. Progradation is then  
700 resumed, with high accommodation space.

701           4.3.3. Irati Sequence 3 – IS3

702           Overlying the outer ramp dark grey mudstones of the HST of IS2, are sharp- and  
703 erosive-based mid-ramp grainstones. The gamma-ray profile also shows a shift to a  
704 progradational pattern, considered here to represent a base-level fall designated as  
705 SB3.

706           Although the progradational shift of the gamma-ray profiles is usually not as  
707 sharp, the lower portion of the grainstone beds is commonly formed by amalgamated  
708 grainstone storm deposits (Cgl facies), which start to intercalate upward with  
709 siltstones and shales (Chw facies), showing an asymmetrical progradational-  
710 retrogradational pattern. These mid-ramp deposits are, therefore, considered the  
711 LST. In addition, 3 of the described cores showed this interval to be composed of the  
712 Cp facies.

713           The formation of the intraclasts of the Cp facies required prior deposition of  
714 individual elements (bioclasts, peloids, etc.), partial lithification, and subsequent  
715 erosion (Morad, 1998; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). A very common process in  
716 carbonate environments which allows these events to occur is the formation of  
717 hardgrounds or, more suitably, firmgrounds. Formation of firmgrounds requires a halt  
718 in sediment deposition and erosion (Demicco and Hardie, 1994; Jones, 2010). This  
719 could be caused by the low accommodation space in lowstand, leading to inhibition  
720 of growth of the carbonate factory (Bosence and Wilson, 2003; Jones, 2010). In  
721 addition, storm eroded firmground material would be readily transported basinward  
722 and deposited in high-energy proximal tempestites causing strong progradation  
723 (MacNeil and Jones, 2006; Van Steenwinkel, 1990), which is exactly the case in the  
724 Irati Sequence 3. Finally, one of the predicted facies model for LST of Burchette and  
725 Wright (1992) are the high-energy deposits, such as oolitic grainstones,  
726 accommodated in mid- to outer ramp. Since oolite sediments are not abundant in the  
727 Irati Formation, this high-energy intraclastic grainstone could be considered an  
728 equivalent.

729           The beginning of intercalation of grainstones and heterolithic siltstones (Chw  
730 facies; retrogradational pattern), together with abrupt shift in gamma-ray profiles  
731 mark the MRS, and so the beginning of the TST. Facies succession is similar to the

732 S2I, transiting from mid-ramp facies to outer ramp facies. This systems tract is  
733 differentiated, however, by its fossil content.

734 Mesosaurid fossils are present at this interval in all described cores. They are  
735 disarticulated, mostly ribs and vertebrae. Breakage, abrasion and corrosion levels  
736 vary, but most fossils are well-preserved. There is a clear tendency for concentration  
737 around the MTS, but not exactly on it. Mesosaurid fossils become very rare above 2  
738 m of the MTS. Fish remains and ichnofossils are also common, and the latter more  
739 abundant than at the rest of the studied section. Still, fish fossils are less abundant  
740 than mesosaurids. Sulphide nodules are also more common closer to the MTS. All  
741 these features are characteristic of the low sedimentation rates of a condensed  
742 section, which probably enhanced fossil enrichment. Low sedimentation is also  
743 reflected by the limited thickness of the TST when compared to the underlying  
744 sequence

745 The restricted interval of occurrence of mesosaurid and pygocephalomorph  
746 fossils allowed for the studied outcrops to be correlated and positioned at the SI3, on  
747 the upper part of the Assistência Member. The mesosaurid fossils in outcrop occur  
748 mostly on the grainstone tempestites beds, in opposition to the occurrences in cores,  
749 which are mostly in the heterolithic siltstone. This is probably due to greater  
750 resistance of the limestones to weathering in comparison to the highly friable shales  
751 and heterolithic facies. The reptile remains can be seen on the outcrops as dense  
752 concentrations, often forming a bone-supported fabric (i.e., bonebeds; Eberth et al.,  
753 2007), generated by storm action (Lavina et al., 1991; Soares, 2003). The vertical  
754 distribution of these fossils resembles the biostratigraphic intervals of Hachiro (1996),  
755 especially for the restricted occurrence of mesosaurids (Figure 3), which might allow  
756 more accurate correlations in future studies.

757 The retrogradational pattern of the TST gives way to a progradational pattern  
758 above the MTS, initiating the HST. This systems tract was also deposited with  
759 relatively high accommodation space, and less reducing (dysoxic) conditions,  
760 indicated by the dark grey mudstones (Araújo, 2001; Boggs, 2006). Fish fossils are  
761 also more common in the lower half of the unit.

762 At the top of the studied section, a thin concentration of fish fossils can be found  
763 in some cores, near a gamma-ray pattern shift from progradational to



764 retrogradational. This surface is interpreted as a transgressive lag (Holz et al., 2010;  
765 Lages, 2004; Rohn, 2007), and is therefore considered a sequence boundary to the  
766 next sequence, and the end of the Irati Sequences. The contact of the Irati Formation  
767 with the Serra Alta Formation is here considered to be at the last appearance of  
768 bituminous shale, in accordance to most authors (e.g., Amaral, 1967; Araújo, 2001;  
769 Schneider, 1974). Since sequence stratigraphy has different concepts to  
770 lithostratigraphy, it was considered more proper to keep the definition of the limits of  
771 the units to their own constraints. Thereby, in the studied area the Irati Sequence 3  
772 enters the base of the Serra Alta Formation.

773 Deposition of this last sequence initiated with a strong progradation, but not as  
774 strong as the underlying sequence. It was followed by a severely sediment-starved  
775 TST where an exuberant fauna developed, and was entombed in the increasingly  
776 anoxic, sapropelic bottom sediment conditions, unique to the Irati Formation  
777 (Pazinato et al., 2016; Piñeiro et al., 2012). Progradation followed in HST with  
778 dysoxic conditions and high accommodation space, strengthening the starved  
779 sediment interpretation to the TST.

## 780 **5. DISCUSSION**

### 781 **5.1. Identification of a Lowstand Systems Tract**

782 The results found in the present study are consistent with the works of other  
783 researchers in the Irati Formation in the region (e.g., Araújo, 2001; Lavina, 1991;  
784 Menezes, 1994; Padula, 1968). Lithostratigraphic limits and fossil content are also  
785 very similar (Lavina et al., 1991; Matos et al., 2013; Soares, 2003). The sequence  
786 stratigraphy, on the other hand, has important points to be highlighted.

787 The three sequences here recognized are similar to the fourth-order sequences  
788 of Araújo (2001), but there are some relevant differences. The sequence boundaries  
789 of IS2 and IS3 are traced at the base of the carbonate levels, which are considered  
790 as LSTs. As explained in section 4.3.2, the abrupt change in lithology registering a  
791 strong progradation of the shoreline, allied with the progradational-aggradational  
792 stacking pattern is here considered not likely to have been caused by a normal  
793 regression. A LST had already been suggested by Cassel, M.C. (personal

794 communication, 2016), while working on boreholes on the same region. In this sense,  
795 the sequences become more similar to the fourth-order sequences of Hachiro (1996).

796 Recognition of lowstand systems tracts in carbonate ramps, especially  
797 homoclinal ramps, are relatively uncommon (Burchette and Wright, 1992). This is  
798 mainly due to their very low relief (less than  $1^\circ$ ), which disfavors the formation of  
799 incised valleys and lowstand fans and aprons (Wright and Burchette, 1996). Even so,  
800 expected characteristics of LSTs in carbonate ramps are strongly progradational  
801 units and high-energy deposits of reworked material (Burchette and Wright, 1992;  
802 Wright and Burchette, 1996).

803 MacNeil and Jones (2006) describe the reef complexes and associated deposits  
804 in a gently sloping, epicontinental ramp of Alexandra Formation, Late Devonian  
805 (Frasnian) of Western Canada. The fourth-order sequence of Reef Complex #2 saw  
806 an estimated sea-level drop of approximately 17 m, which moved the carbonate  
807 factory to the outer ramp. This created a high-producing and high-energy  
808 environment, as evidenced by intraclastic grainstones and rudstones, deposited over  
809 reefs of the previous HST. The two HST saw little carbonate deposition, and the HST  
810 of Sequence #2 is hardly differentiated from the TST on the outer ramp.  
811 Differentiation of forced regression from normal regression is due to many factors,  
812 including lack of deep to shallow water transitional deposits, and the distance  
813 covered by the regressive deposits (around 18 km), which is considered too great for  
814 a normal regression. This work shows that a fourth-order sea-level fall can generate  
815 a forced regression, even in a low-gradient epicontinental ramp. Also, that carbonate  
816 production can be enhanced during lowstand, generating high-energy reworked  
817 deposits, similar to the mid-ramp intraclastic grainstone facies of the IS2 and IS3.

818 Tucker et al. (1993) applied sequence stratigraphy concepts to the Middle  
819 Triassic Muschelkalk carbonates of the Catalan Basin in eastern Spain. The authors  
820 recognize the uppermost Buntsandstein, the Middle Muschelkalk, and the Keuper  
821 units of that basin as LST from third-order sequences, characterized by hybrid  
822 sedimentation (marls) and evaporites, much alike the IS2.

823 In the Middle Cretaceous carbonate ramp of northern Sinai, Bachmann and Kuss  
824 (1998) identify several third-order LST in the Upper Aptian to Cenomanian  
825 succession. In the carbonate-dominated "Unit B", lowstands are characterized by

826 peritidal, brackish, and restricted facies with terrigenous influence overlying marine  
827 strata. Frequent emergence (subaerial exposure) horizons in some sections are  
828 interpreted as higher-frequency cycles operating in low accommodation space.  
829 Coexisting brackish and restricted conditions are also interpreted for the Irati  
830 Formation (Araújo, 2001) and, similarly, subaerial exposure is interpreted in the  
831 present work to be caused by low accommodation space.

832 Van Steenwinkel (1990) describes a carbonate ramp setting at the northern edge  
833 of the Cornwall-Rhenish basin (Belgium), at the Devonian-Carboniferous transition  
834 (top-Strunian to base-Tournaisian). Offshore (outer ramp) sediments are abruptly  
835 overlain by shoreface, intertidal, and lagoon (inner ramp) facies. Erosion, pebble  
836 lags, and skeletal intraclasts (relicts) mark a third-order sea-level fall. These skeletal  
837 intraclasts are interpreted as the result of “more or less” in-situ organism production,  
838 which are continuously reworked because of the continuing relative sea-level fall.  
839 The reworked deposits described in this work are much akin the intraclastic  
840 pygocephalomorph-bearing grainstones of the IS3, and led to similar interpretations.  
841 Sea-level fall promoted carbonate production and redeposition.

842 All of these characteristics are similar to the ones found in the LST of SI2 and  
843 SI3. Most cases are, however, considered third-order sequences, while the  
844 sequences “inside” the Irati Formation are usually considered to be of the fourth-  
845 order scale (Araújo, 2001; Hachiro, 1996; Menezes, 1994). A lowstand systems tract  
846 in a carbonate ramp could be generated by enhanced carbonate production due to  
847 restriction of the basin during lowstand and movement of the carbonate factory to a  
848 more basinal and less prone to erosion position. This raises, however, a discussion  
849 regarding the hierarchy of these sequences.

## 850 **5.2. Sequence hierarchy**

851 The third-order sequence chart of Holz et al. (2010) for the Gondwana I  
852 Supersequence considers the base and top of the Irati Formation as sequence  
853 boundaries (SB-5 and SB-6; Figure 14) such that the unit is referred to as the Late  
854 Paleozoic Third-order Sequence 5 (LPTS-5). The main evidences for the  
855 interpretation of the basal unconformity are fossil-rich conglomerates on the north-  
856 east part of the basin, and breccia beds in the Rio Grande do Sul state. For the top  
857 unconformity, fish bonebeds, breccias, or intraformational conglomerates and

858 sandstones are indications of transgressive lags. These authors interpret the  
859 Taquaral-Assitência limit to be a minor sequence boundary, although emphasizing  
860 that “the abrupt replacement of siltstones and mudstones is another evidence of total  
861 change of the depositional systems, respectively from a siliciclastic intracratonic to a  
862 mixed carbonatic-anoxic siliciclastic ramp”. The breccias beds have not been found  
863 in the present study.

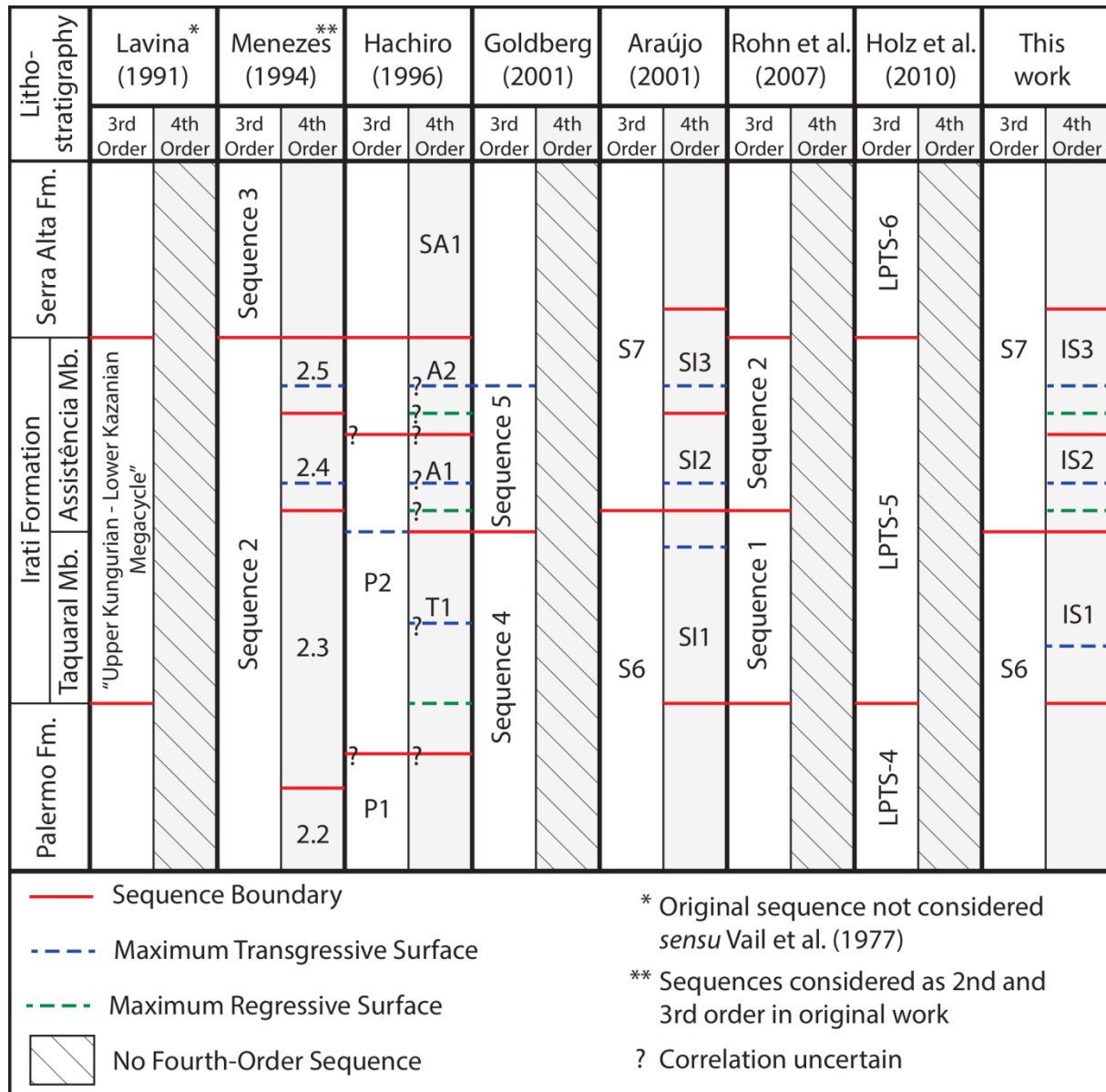
864 Lages (2004) and Rohn et al. (2007) in consecutive works with cores from  
865 around the Ponta Grossa Arch, in the states of Paraná and São Paulo, highlight the  
866 differences in thickness of the Taquaral and Assitência Members from north to south  
867 of the structure. Rohn et al. (2007) conclude that the Ponta Grossa Arch region had  
868 different subsidence rates at the deposition of each member, and therefore these  
869 should not be considered in the same third-order sequence.

870 Earlier works had a tendency not to consider the lower contact of the Palermo  
871 and Irati Formations as a third-order sequence boundary (e.g., Goldberg, 2001;  
872 Hachiro, 1996; Lavina, 1991; Menezes, 1994). Holz et al. (2010) account that this  
873 limit (their SB-5) is the only sequence boundary without a biostratigraphic marker,  
874 and also that their LPTS-5 has a relatively short duration for this hierarchy.

875 Araújo (2001) compiled data from Raffaelli et al. (1996, *apud* Araújo, 2001) and  
876 Milani (1997), such that the Taquaral-Assitência limit would be a third-order  
877 sequence boundary between two transgressive-regressive sequences (LS8, figure  
878 V.4 in Araújo, 2001).

879 Following the principle of Strasser et al. (1999), where the trend (progradational  
880 or retrogradational) of lower-frequency sequences influences the trend of higher-  
881 frequency ones, the third-order sequences presented in Araújo (2001) are more  
882 consistent with the findings in the present work. Sequence Irati 1 would have been  
883 deposited during a third-order HST. The basal SB of SI2 would be of fourth-order,  
884 and as such, relative sea-level drop would not have exposed the deeper-water  
885 sediments of the studied area. SB2 would be a superimposed fourth- and third-order  
886 sequence boundary, causing the vigorous progradation of the inner-ramp facies. The  
887 overlying SI2 and SI3 sequences would have been deposited in a third-order TST,  
888 with high accommodation space. Despite the accommodation space, the fourth-order

889 TST of SI3 would be severely sediment-starved, causing its low thickness, and  
 890 remarkable accumulation of fossils.



891  
 892 **Figure 14.** Sequence stratigraphy conceptions of several authors regarding the Irati Formation.

893

894 In spite of this speculative correlation, the onset of restricted marine conditions is  
 895 an event of major importance in a sedimentary basin. The transitional contact of the  
 896 Palermo-Irati in the study area might be a local feature, or even be an effect of  
 897 weathering of the cores. Holz et al. (2006) highlighted tectonic control on along-strike  
 898 variations in subsidence of third- and fourth-order sequences of the Rio Bonito and  
 899 Palermo formations, in the Rio Grande do Sul state, including the same area of the  
 900 present study.

901 Independently of the hierarchy to which they belong, the three sequences  
902 dividing the Irati Formation are recognized by most workers, and are regarded as  
903 having sequence stratigraphy significance. In this work, they were considered of  
904 fourth-order, in accordance to most authors.

### 905 **5.3. Fossil occurrence control**

906 Recognition of a stratigraphic framework for the Irati Formation revealed strong  
907 facies and sequence control over fossil occurrence in the studied section. Physical  
908 factors had a major influence, especially oxygenation levels, storm wave bottom  
909 energy, and sediment supply. Unsurprisingly, different fossils had different responses  
910 to each set of physical conditions. It is of notice, however, that each of the most  
911 abundant fossils (paleonisciforms, pygocephalomorphs, and mesosaurids) is vastly  
912 dominant in specific systems tracts.

#### 913 *5.3.1. Paleonisciform fish fossils – Early HST*

914 Mostly scales and teeth, paleonisciform fish fossils are found isolated or in thin  
915 concentrations (Figure 6), and are most common at the early HST of SI1 and SI2.  
916 The concentration of these fossils in these specific intervals might be explained by a  
917 sedimentation rate “balance”. Deposition on outer ramp environment during the TST  
918 is more punctuated, derived from major storm action in between hiatal periods. The  
919 fragile fish bones possibly did not resist to prolonged destructive processes on the  
920 water-sediment interface, such as dissolution, and possibly biogenic action. On the  
921 other hand, increasing sedimentation rate during progradation of the late HST  
922 drowned the fossils.

923 Vertebrate accumulations in marine environments are much less studied than  
924 their invertebrate counterparts (Rogers & Kidwell, 2000). In addition, when compared  
925 to sequence stratigraphy, integrated models are absent even for shelly  
926 accumulations (Brett, 1995; Holz & Simões, 2005). So, predictions of vertebrate  
927 accumulations in submarine settings in relation to facies, bathymetry, and sequence  
928 stratigraphy are even more tentative (Rogers & Kidwell, 2000), although some  
929 progress has been made (e.g., Boessenecker et al., 2014; Matos, 2013; Peters et al.,  
930 2009; Soares, 2003).

931

932 Brett (1995) as well as other authors has recognized differences between early  
933 and late HST for invertebrate assemblages. Transporting these ideas to the  
934 vertebrate realm, Boessenecker et al. (2014) have recognized concentrations of  
935 marine mammal remains on flooding surfaces within a HST of the Mio-Pliocene  
936 Purisima Formation of Central California.

937 Piñeiro et al. (2012) reported that fish fossils do not coexist with mesosaurid  
938 fossils in the Mangrullo Formation. In the studied section, these were subordinately  
939 present alongside mesosaurids in the TST of IS3 and also in the grainstones of the  
940 LST. The fewer numbers of fish fossils could also be due to a collecting bias, for  
941 mesosaurid bones are larger and more striking to the eye.

#### 942 5.3.2. *Pygocephalomorph grainstones – LST*

943 The vast majority of pygocephalomorph carapaces occur in grainstones with  
944 hummocky, and upper-flow plane-parallel stratification (Cgp facies). This facies  
945 contains the “Type C Accumulation” of Matos et al. (2013). These authors highlight  
946 how unusual it is for small and thin crustacean carapaces to occur alongside larger  
947 mesosaurid bones (up to 4 cm long ribs), even considering early diagenesis  
948 mineralization. Another appointed unusual aspect of this accumulation is that the  
949 mostly organic pygocephalomorph carapaces would deteriorate in a short period of  
950 time, an aspect which caused the authors to evoke mass mortality and simultaneous  
951 rapid burial as the process to allow fossilization.

952 In fact, the pygocephalomorph fossils are usually in upper-flow plane-parallel  
953 bedding, an even higher-energy structure than the transitional hummocky cross-  
954 stratification (Dumas and Arnott, 2006) in which the mesosaurids are more commonly  
955 found. This can be explained by the carapaces composing sand-sized intraclasts  
956 (sometimes up to granule size; Figure 9). The early mineralization and fossilization is  
957 explained by hardground or firmground formation due to low accommodation space  
958 on a carbonate inner to mid-ramp (Bosence and Wilson, 2003; Demicco and Hardie,  
959 1994; Jones, 2010; Pratt, 2010). This indicates these are reworked deposits from  
960 previously deposited, semiconsolidated sediments already containing  
961 pygocephalomorph fossils. Thus, this fossil concentration is a combination of a hiatal  
962 concentration (by firmground formation) and subsequent concentration through  
963 reworking caused by storm action (Brett, 1995; Holz and Simões, 2005; Kidwell and

964 Bosence, 1991), corroborating the multi-episodic and proximal tempestite  
965 interpretations of Matos et al. (2013).

966 On a biostratigraphic perspective, the firmground origin interpretation of the  
967 present work implies that the storm events were not necessarily a direct cause of  
968 death for all the pygocephalomorph individuals. A part of the assemblage might have  
969 died of natural causes. Matos et al. (2013) also observes that complete individuals  
970 never form dense accumulations. These authors interpret this feature as moments of  
971 low abundance of pygocephalomorphs due to stressing conditions (such as  
972 hypersalinity, as proposed by Piñeiro et al., 2012), or few occurrences of mass  
973 mortality events. Alternatively, this mode of occurrence might represent the normal,  
974 “day-to-day” rate of mortality, while the accumulations are the result of diagenetic and  
975 reworking events.

976 On the other hand, storms are a known and common cause of animal death and  
977 fossil concentration (Brett and Seilacher, 1991; Rogers and Kidwell, 2007), and the  
978 preservation characteristics of pygocephalomorph occurrences not contained in  
979 intraclasts (type 1 preservation of Matos et al., 2013), usually found in shales are  
980 commonly attributed to burial due to distal sediment flows caused by storms (Brett et  
981 al., 2012; Brett and Seilacher, 1991).

982 Therefore, the cause of death and accumulation of the pygocephalomorph  
983 carapaces are here considered to have a multiple origin. Mass mortality probably did  
984 occur episodically, but background bioclastic input might also be registered, and both  
985 were enhanced by firmground formation and storm reworking in the LST of the IS3.

### 986 5.3.3. Mesosaurid bonebeds – TST

987 Mesosaurid bones are composed mainly by disarticulated ribs and vertebrae,  
988 although other postcranial elements were also found. They show varied degrees of  
989 preservation and fragmentation, and it is possible to observe original relief on the  
990 surfaces of some ribs. Breakage is common, mostly straight and transverse (Figure  
991 6A).

992 These fossils occur as dense concentrations in the carbonate grainstones in five  
993 of the described outcrops (Figure 15A, B), but this condition was not found in cores.  
994 Bones commonly support the framework of the rock, and are considered bonebeds



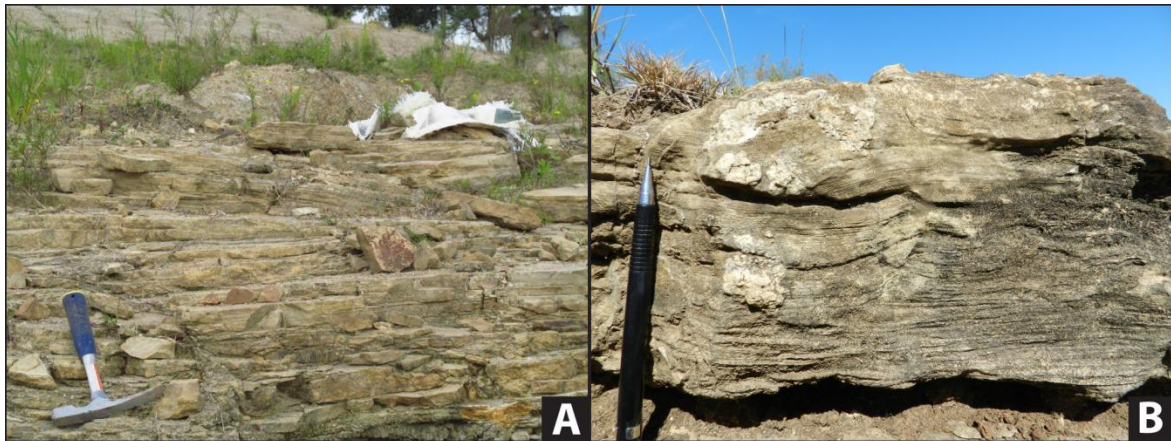
995 (Eberth et al., 2007; Fig. 15C, D). They present chaotic orientation, occurring  
996 preferentially within the HCS, in the upper portion of tempestites (Figure 15C, D).  
997 Semi-articulated individuals are found at the top of HCS beds at the Passo do São  
998 Borja outcrop (Figure 9B). Mesosaurids were also found in cores amidst the  
999 heterolithic siltstones (Hw facies) at specific intervals in all of the described cores  
1000 (Figure 6A), and in dense accumulations in the Aceguá 1 outcrop (Figure 15E).

1001 As shown in Figure 13, mesosaurid fossil concentration in outer ramp  
1002 environment was enhanced by low sedimentation rates and episodic nature of a  
1003 severely sediment-starved TST, with accumulation culminating around the MTS of  
1004 IS3, being characterized as a condensed section (section 4.3.3).

1005 Brett (1995) recognizes that TSTs are more prone for fossil accumulation and  
1006 better preservation, due to lower background sedimentation rates, and progressive  
1007 lower energy. Lower background sedimentation rates prevent “drowning” of the  
1008 bioclasts by sediments, and also enhance the action of episodic sedimentation, such  
1009 as caused by storms. Thus, preservation modes such as obrution deposits are more  
1010 likely to occur, leading sometimes to excellent preservations (*lägerstätten*; Brett &  
1011 Seilacher, 1991). Also, near the MTS, longer permanence of the fossils in the water-  
1012 sediment interface due to sediment starvation promotes the preservation of  
1013 phosphatized fossils, such as vertebrate remains and chitinophosphatic-shelled  
1014 brachiopods. This predictive model has been applied successfully to invertebrate  
1015 fauna in the Paraná Basin by Simões & Ghilardi (2000) and Zabini et al. (2011).

1016 The propensity of the TST for better fossil preservation seems to be true also for  
1017 vertebrate fossils. The works of Rogers & Kidwell (2000), Peters et al. (2009), and  
1018 McMullen et al. (2014) all register better preservation and accumulation potential in  
1019 the TST, although the modes of fossil occurrence differ in detail. Flooding surfaces  
1020 also seem to be very prone to accumulate vertebrate remains by ravinement and  
1021 subsequent sediment omission (Boessenecker et al., 2014; Peters et al., 2009;  
1022 Rogers & Kidwell, 2000).

1023



1024  
1025  
1026  
1027

**Figure 15.** (A, B) Tempestites (Cgl facies) as seen in outcrops. Underlying upper-flow parallel stratification followed by HCS. (C, D) Mesosaurid bonebeds found in HCS (Cgl or Cgp facies). (E) Mesosaurid bonebed found amidst Hw facies.

1028 In the Upper Cretaceous-Paleogene strata of the Iullemeden and Taoudeni  
1029 basins of northern Mali, Tapanila et al. (2008) describe accumulations of vertebrate  
1030 bone fossils and other remains (coprolites) amidst repeated sequences of carbonate  
1031 and shales in mixed carbonate-siliciclastic deposits of the epeiric Trans-Saharan  
1032 Seaway. The fossil assemblage in these conglomerates is highly biased toward  
1033 originally phosphatic or phosphate-enriched vertebrate remains, such as vertebrate  
1034 bones, and carbonate skeletal invertebrate fossils are nearly absent. This mode of  
1035 occurrence is in surprising accordance to the model of Brett (1995), originally  
1036 envisioned for invertebrate remains.

1037 Coprolites are abundant, and fossil bones are mostly from bony and cartilaginous  
1038 fish, but fossils from many reptiles are also present. The authors interpreted that high  
1039 productivity in surface waters and sediment starvation, coincident with marine  
1040 transgression (a TST), greatly favored originally phosphatic fossils (such as  
1041 vertebrate bones and coprolites), whereas amalgamation and concentration are  
1042 attributed to syndepositional winnowing by repeated storm events.

1043 All these sedimentary and taphonomic characteristics are strikingly similar to the  
1044 conditions present in the TST and near the MTS of IS3, and thus the mesosaurid  
1045 fossil accumulations in this interval are here considered to have a strong hiatal  
1046 (sediment omission; Holz and Simões, 2005) component to their origin. Also,  
1047 pygocephalomorphs are absent due to taphonomic effects regarding the TST and  
1048 MTS.

1049 A hiatal origin for the mesosaurid assemblage of the Irati Formation is in  
1050 apparent opposition to previous interpretations, in which mass mortality and  
1051 reworking are evoked as explanation to the fossil accumulations (Della Fávera, 1987;  
1052 Lavina et al., 1991; Soares, 2003). These interpretations are mainly based on the  
1053 Passo do São Borja outcrop, where mesosaurids are found within the carbonate  
1054 grainstones, forming bonebeds in HCS at the upper portion of the tempestite beds  
1055 (Figure 9A; Figure 15C, D). More rarely, semi-articulated specimens are found on the  
1056 top of these beds (Figure 9B).

1057 This fossil disposition was found in the present study in four boreholes, and in  
1058 five outcrops (including the Passo do São Borja), being ascribed to the “Taphofacies  
1059 1” (TF1) of Soares (2003), which are interpreted as proximal tempestites (also by

1060 Lavina, 1991). The positioning of the grainstone storm beds in mid-ramp environment  
1061 in the present study corroborates this interpretation.

1062 Fossil accumulation by multi-episode reworking for this disposition is undebated,  
1063 as evidenced by (1) the co-occurrence of semi-articulated, disarticulated and  
1064 complete, and disarticulated and fragmented mesosaurid bones (Classes II, IIIA, and  
1065 IIIB of Soares, 2003); (2) the erosive nature of the observed storm deposits; and (3)  
1066 evidence of reworking by the intraclastic grainstones containing pygocephalomorphs.

1067 Considering the mesosaurid fossils found in heterolithic facies, they occur  
1068 disarticulated, and with varied degrees of abrasion, corrosion, and breakage (Figure  
1069 6A; Figure 15E). Breaking pattern is usually straight and transverse (Figure 6A;  
1070 Figure 15E). These features combined indicate reworking after initial fossilization  
1071 (Holz and Simões, 2002). Their host sediment is more specifically siltstone lenses  
1072 (sometimes fine sand intervals), rather than the whole heterolithic facies. Thus these  
1073 fossils are here interpreted to have been transported and deposited by the same  
1074 currents which generated these sedimentary structures, which are intermittent distal  
1075 flows caused by storms (distal tempestites). This suggests that mesosaurid bones at  
1076 the time of deposition had the hydraulic equivalence of silt to fine sand, but this  
1077 interpretation needs confirmation from better expositions in outcrops.

1078 Therefore, the mesosaurid fossil assemblage of the Irati Formation is here  
1079 regarded as having a multiple origin, similarly to the pygocephalomorph assemblage.  
1080 Mortality caused by storm events and background bioclastic input were enhanced by  
1081 sediment omission and a condensed section in the TST and MTS of the IS3.

## 1082 **6. CONCLUSIONS**

1083 Depositional and preservation dynamics in the Whitehill-Irati Sea, and  
1084 consequently the rock record of the Irati Formation are the result of a combination of  
1085 processes. The main physical factors operating in this environment were: (1) energy  
1086 of storm waves affecting bottom sediments (and also lifeforms), controlled by  
1087 bathymetry; (2) oxygenation levels at the sediment-water interface, controlled by  
1088 quality of water circulation (hindered by water stratification); and (3) rate of sediment  
1089 input, terrigenous or carbonate. All of these are in turn controlled by relative sea-level  
1090 change. A comprehension of the sequence stratigraphy of this sedimentary

1091 succession is thus essential for the comprehension of how these processes  
1092 interacted, and resulted in the record of physical conditions, and lifeform activity  
1093 found within these rocks.

1094 Concluding remarks of this study are:

- 1095 1. Three stratigraphic sequences could be recognized for the Irati Formation in  
1096 the studied area, termed IS1, IS2, and IS3, and are considered to be of  
1097 fourth-order hierarchy. The two overlying sequences, IS2 and IS3, present  
1098 lowstand systems tracts.
- 1099 2. The third-order systems tracts related to the Irati Formation are not  
1100 consensus among authors. The findings of this study support the  
1101 interpretation of Raffaelli et al. (1996, *apud* Araújo, 2001) and Milani (1997).
- 1102 3. The mesosaurid concentrations, along with pygocephalomorph crustaceans  
1103 fossil concentrations are restricted to the SI3. This allows correlation of  
1104 borehole data with the fossil-bearing outcrops in the Rio Grande do Sul state,  
1105 positioning them in the upper Assistência Member. This pattern resembles the  
1106 informal biostratigraphy Hachiro (1996).
- 1107 4. Fossil concentrations are strongly controlled by facies and sequence  
1108 stratigraphy (accommodation space and sediment supply). The  
1109 paleonisciform fish fossils are the result of a sedimentation rate “balance”: not  
1110 too much and not too little. The mesosaurid and pygocephalomorph  
1111 accumulations are the result of combined factors: mass mortality and  
1112 background bioclastic input enhanced by hiatal and reworked concentrations.  
1113 Nature of hiatus is firmground formation for the pygocephalomorphs, and  
1114 sediment omission for the mesosaurids.
- 1115 5. Sequence stratigraphy has proven an excellent tool for the identification and  
1116 interpretation of factors controlling sediment deposition, and consequently  
1117 fossil occurrence and accumulation. Especially for marine vertebrate  
1118 taphonomy, it is greatly underused. This study highlights the great potential of  
1119 this tool for aid in explaining the fossil record.

## 1120 7. ACKNOWLEDGEMENTS

1121 The authors are grateful to the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico  
1122 e Tecnológico (CNPq) and the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio

1123 Grande do Sul (FAPERGS) for financial support. Also to the Serviço Geológico do  
1124 Brasil (CPRM), which allowed access to the borehole cores. Personal thanks to  
1125 Professors Karin Goldberg, Luiz Fernando De Ros, Paula Dentzien-Dias  
1126 Francischini, Gerson Terra, and to Dr. Ana Santana, who all donated invaluable time  
1127 and expertise to improve this work.

## 1128 **8. REFERENCES**

1129 Aborange, Antonio M., Lopes, R. da C., 1986. Projeto A Borda Leste da Bacia do  
1130 Paraná.

1131 Aigner, T., 1985. Storm Depositional Systems, Lecture Notes in Earth Sciences,  
1132 Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.  
1133 doi:10.1007/BFb0011411

1134 Amaral, S.E., 1971. Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no estado  
1135 de São Paulo. Bol. Inst. Geociências e Astron. Univ. São Paulo.

1136 Araújo, L.M. de, 2001. Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de  
1137 geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências deposicionais Irati. UFRGS.

1138 Azevedo, P.S.P. de, Dias-da-Silva, S., 2010. Uma nova localidade de  
1139 mesossaurídeos (Formação Irati, Permiano da Bacia do Paraná) no extremo sul  
1140 do Brasil.

1141 Bachmann, M., Kuss, J., 1998. The Middle Cretaceous carbonate ramp of the  
1142 northern Sinai: sequence stratigraphy and facies distribution. Geol. Soc. London,  
1143 Spec. Publ. 149, 253–280. doi:10.1144/GSL.SP.1999.149.01.13

1144 Bathurst, R.C.G., 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform  
1145 limestones: stratified cementation and selective compaction. Sedimentology 34,  
1146 749–778. doi:10.1111/j.1365-3091.1987.tb00801.x

1147 Boessenecker, R.W., Perry, F.A., Schmitt, J.G., 2014. Comparative taphonomy,  
1148 taphofacies, and bonebeds of the mio-pliocene Purisima formation, central  
1149 California: Strong physical control on marine vertebrate preservation in shallow  
1150 marine settings. PLoS One 9, e91419. doi:10.1371/journal.pone.0091419

- 1151 Boggs, S.J., 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4th ed. Pearson  
1152 Education Inc., Upper Saddle River.
- 1153 Bosence, W.J., Wilson, R.C.L., 2003. Carbonate depositional systems, in: Coe, A.L.  
1154 (Ed.), The Sedimentary Record of Sea-Level Change. Cambridge University  
1155 Press, Cambridge, pp. 209–233.
- 1156 Bouchette, F., Séguret, M., Moussine-Pouchkine, A., 2001. Coarse carbonate  
1157 breccias as a result of water-wave cyclic loading (uppermost Jurassic - South-  
1158 East Basin, France). *Sedimentology* 48, 767–789. doi:10.1046/j.1365-  
1159 3091.2001.00395.x
- 1160 Brett, C.E., 1995. Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy, and Taphonomy in  
1161 Shallow Marine Environments. *Palaios* 10, 597–616. doi:10.2307/3515097
- 1162 Brett, C.E., Seilacher, A., 1991. Fossil Lagerstätten: a taphonomic consequence of  
1163 event sedimentation, in: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles  
1164 and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, pp.  
1165 283–297.
- 1166 Brett, C.E., Zambito, J.J., Hunda, B.R., Schindler, E., 2012. Mid-Paleozoic trilobite  
1167 Lagerstätten: models of diagenetically enhanced obrution deposits. *Palaios* 27,  
1168 326–345. doi:10.2110/palo.2011.p11-040r
- 1169 Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sediment.  
1170 Geol.* 79, 3–57. doi:10.1016/0037-0738(92)90003-A
- 1171 Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, 1st ed. Elsevier,  
1172 Amsterdam.
- 1173 Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W.,  
1174 Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles,  
1175 K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen,  
1176 O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt,  
1177 B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker,  
1178 C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science  
1179 Rev.* 92, 1–33. doi:10.1016/j.earscirev.2008.10.003

- 1180 Dalrymple, R.W., 2010. Interpreting Sedimentary Successions: Facies, Facies  
1181 Analysis and Facies Models, in: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), Facies  
1182 Models 4. Geological Association of Canada, St. John's, pp. 3–18.
- 1183 Delaney, P.J., Goñi, J., 1963. Correlação Preliminar entre as formações  
1184 Gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Parana. Geogr. 8/9,  
1185 3–21.
- 1186 Della Fávera, J.C., 1987. Tempestades como agentes de poluição ambiental e  
1187 mortandade em massa no passado geológico: caso das Formações Santana  
1188 (Bacia do Araripe) e Irati (Bacia do Paraná). Bol. Geociências da Petrobras 1,  
1189 239–240.
- 1190 Demicco, R. V, Hardie, L.A., 1994. Sedimentary Structures and Early Diagenetic  
1191 Features of Shallow Marine Carbonate Deposits, SEPM Atlas Series. SEPM  
1192 Society for Sedimentary Geology, Tulsa.
- 1193 Dott, R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummock stratification: significance of its variable  
1194 bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull. 93, 663–680. doi:10.1130/0016-  
1195 7606(1982)93<663:HSSOIV>2.0.CO
- 1196 Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification  
1197 - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation  
1198 rate. Geology 34, 1073–1076. doi:10.1130/G22930A.1
- 1199 Eberth, D.A., Shannon, M., Noland, B.G., 2007. A Bonebeds Database:  
1200 Classification, Biases, and Patterns of Occurrence, in: Rogers, R.R., Eberth,  
1201 D.A., Fiorillo, A.R. (Eds.), Bonebeds: Genesis, Analysis, and Paleobiological  
1202 Significance. The University of Chicago Press, Chicago, pp. 103–220.
- 1203 Glumac, B., Walker, K.R., 1997. Selective Dolomitization of Cambrian Microbial  
1204 Carbonate Deposits: A Key to Mechanisms and Environments of Origin. Palaios  
1205 12, 98. doi:10.2307/3515300
- 1206 Goldberg, K., 2001. The Paleoclimatic evolution of the Permian in the Paraná Basin  
1207 in southern Brazil. University of Chicago.
- 1208 Goldberg, K., Humayun, M., 2016. Geochemical paleoredox indicators in organic-rich



- 1209 shales of the Irati Formation, Permian of the Paraná Basin, southern Brazil.  
1210 Brazilian J. Geol. 46, 377–393. doi:10.1590/2317-4889201620160001
- 1211 Hachiro, J., 1996. O Subgrupo Irati (Neopermiano) Da Bacia Do Paraná.  
1212 Universidade de São Paulo.
- 1213 Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1975. Depositional  
1214 Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and  
1215 Stratification Sequences. SEPM Society for Sedimentary Geology, Tulsa.  
1216 doi:10.2110/scn.75.02
- 1217 Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences;  
1218 description of variable depositional-dip scenarios. J. Sediment. Res.  
1219 doi:10.1306/D42683DD-2B26-11D7-8648000102C1865D
- 1220 Holz, M., 2012. Estratigrafia de sequências: histórico, princípios e aplicações, 1st ed.  
1221 Interciência, Rio de Janeiro.
- 1222 Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. A stratigraphic  
1223 chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the  
1224 Paraná Basin, Brazil, South America. J. South Am. Earth Sci. 29, 381–399.  
1225 doi:10.1016/j.jsames.2009.04.004
- 1226 Holz, M., Simões, M.G., 2005. Taphonomy – overview of main concepts and  
1227 applications to sequence stratigraphic analysis, in: Koutsoukos, E.A.M. (Ed.),  
1228 Applied Stratigraphy. Springer, Dordrecht, pp. 249–278.
- 1229 Holz, M., Simões, M.G., 2002. Elementos Fundamentais de Tafonomia. UFRGS,  
1230 Porto Alegre.
- 1231 Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive  
1232 wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sediment. Geol. 81, 1–9.  
1233 doi:10.1016/0037-0738(92)90052-S
- 1234 Jones, B., 2010. Warm-Water Neritic Carbonates, in: James, N.P., Dalrymple, R.W.  
1235 (Eds.), Facies Models 4. Geological Association of Canada, St. John's, pp. 341–  
1236 370.
- 1237 Kidwell, S.M., Bosence, D.W.J., 1991. Taphonomy and time-averaging of marine

- 1238 shelly faunas. Taphon. Releas. data locked Foss. Rec. Plenum, New York.
- 1239 Kreisa, R.D., 1981. Storm-Generated Sedimentary Structures in Subtidal Marine  
1240 Facies With Examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern  
1241 Virginia. SEPM J. Sediment. Res. Vol. 51, 823–848. doi:10.1306/212F7DBF-  
1242 2B24-11D7-8648000102C1865D
- 1243 Lages, L.C., 2004. A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Parana)  
1244 no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR). Universidade Estadual  
1245 Paulista.
- 1246 Lavina, E., 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e  
1247 Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Universidade  
1248 Federal do Rio Grande do Sul.
- 1249 Lavina, E., Barberena, D.A., Azevedo, S.A., 1991. Tempestades de inverno e altas  
1250 taxas de mortalidade de répteis Mesossauros. Um exemplo a partir do  
1251 afloramento Passo São Borja, RS. Pesqui. em Geociências 1, 64–70.
- 1252 MacNeil, A.J., Jones, B., 2006. Sequence stratigraphy of a Late Devonian ramp-  
1253 situated reef system in the Western Canada Sedimentary Basin: Dynamic  
1254 responses to sea-level change and regressive reef development. Sedimentology  
1255 53, 321–359. doi:10.1111/j.1365-3091.2005.00767.x
- 1256 Matos, S.A., Pretto, F.A., Simões, M.G., 2013. Tafonomia dos Pygocephalomorpha  
1257 (Crustacea, Peracarida, Malacostraca), Permiano, bacia do Paraná, Brasil, e  
1258 seu significado paleoambiental. Rev. Bras. Paleontol. 16, 97–114.  
1259 doi:10.4072/rbp.2013.1.08
- 1260 Menezes, J.R.C. de, 1994. Estratigrafia de sequências em dados de sondagem:  
1261 aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na região de Candiota (RS).  
1262 Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 1263 Milani, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu  
1264 relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.  
1265 Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 1266 Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia

- 1267 do Paraná. *Bol. Geociências da Petrobras* 15, 265–287.
- 1268 Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do  
1269 Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras.*  
1270 *Geociências* 28, 473–484. doi:10.5327/rbg.v28i4.651
- 1271 Morad, S., 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and  
1272 geochemical evolution. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 26, 1–26.
- 1273 Oelofsen, B.W., Araújo, D.C., 1983. Palaeoecological implications of the distribution  
1274 of mesosaurid reptiles in the Permian Irati sea (Paraná Basin), South America.  
1275 *Rev. Bras. Geociências* 13, 1–6.
- 1276 Padula, V.T., 1968. Estudos geológicos da Formação Irati, sul do Brasil. *Bol. Técnico*  
1277 *da Petrobras* 11, 407–430.
- 1278 Pazinato, P.G., Soares, M.B., Adami-Rodrigues, K., 2016. Systematic and  
1279 palaeoecological significance of the first record of Pygocephalomorpha females  
1280 bearing oöstegites (Malacostraca, Peracarida) from the lower Permian of  
1281 southern Brazil. *Palaeontology* 59, 817–826. doi:10.1111/pala.12260
- 1282 Piñeiro, G., Ramos, A., Goso, C., Scarabino, F., Laurin, M., 2012. Unusual  
1283 Environmental Conditions Preserve a Permian Mesosaur-Bearing Konservat-  
1284 Lagerstätte from Uruguay. *Acta Palaeontol. Pol.* 57, 299–318.  
1285 doi:10.4202/app.2010.0113
- 1286 Plint, A.G., 2010. Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow Marine  
1287 Systems, in: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4. Geological*  
1288 *Association of Canada, St. John's*, pp. 167–200.
- 1289 Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy—Concepts*  
1290 *and Applications. SEPM Society for Sedimentary Geology, Tulsa.*
- 1291 Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic  
1292 deposition I — conceptual framework, in: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall,  
1293 C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level*  
1294 *Changes — An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and*  
1295 *Mineralogists (SEPM)*, pp. 110–124.

- 1296 Pratt, B.R., 2010. Peritidal Carbonates, in: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.),  
1297 Facies Models 4. Geological Association of Canada, St. John's, pp. 401–421.
- 1298 Pretto, F., 2012. Tooth microstructure of the Early Permian aquatic predator  
1299 *Stereosternum tumidum* and paleobiological implications. *Acta Palaeontol. Pol.*  
1300 59, 125–133. doi:10.4202/app.2011.0121
- 1301 Riding, R., 2000a. Microbial carbonates : the geological record of calcified bacterial-  
1302 algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214. doi:10.1046/j.1365-  
1303 3091.2000.00003.x
- 1304 Riding, R., 2000b. Microbial carbonates : the geological record of calcified bacterial-  
1305 algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214. doi:10.1046/j.1365-  
1306 3091.2000.00003.x
- 1307 Rogers, R.R., Kidwell, S.M., 2007. A Conceptual Framework for the Genesis and  
1308 Analysis of Vertebrate Skeletal Concentrations, in: Rogers, R.R., Eberth, D.A.,  
1309 Fiorillo, A.R. (Eds.), *Bonebeds: Genesis, Analysis, and Paleobiological*  
1310 *Significance*. The University of Chicago Press, Chicago, pp. 1–64.
- 1311 Rohn, R., 2007. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in  
1312 progress, in: Ianuzzi, R., Boardman, D.R. (Eds.), *I Workshop - Problems in*  
1313 *Western Gondwana Geology, South America - Africa Correlations: Du Toit*  
1314 *Revisited*. Petrobras, Gramado, pp. 151–157.
- 1315 Rösler, O., 1970. *Novas ocorrências fossilíferas do Grupo Passa Dois do Rio Grande*  
1316 *do Sul*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 1317 Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F.,  
1318 Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná, in: *Anais Do*  
1319 *Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Porto  
1320 Alegre, pp. 41–65.
- 1321 Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., 1983. *Carbonate Depositional*  
1322 *Environments*, 5th print. ed. American Association of Petroleum Geologists,  
1323 Tulsa.
- 1324 Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S., 2003. *A Color Guide to the Petrography of*

- 1325 Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis, AAPG Memoir.  
1326 American Association of Petroleum Geologists, Tulsa. doi:10.1306/m77973
- 1327 Serra, O., 1984. *Fundamentals of Well-log Interpretation*, 1st ed. Elsevier,  
1328 Amsterdam.
- 1329 Soares, M.B., 2003. A taphonomic model for the Mesosauridae assemblage of the  
1330 Irati Formation (Paraná Basin, Brazil). *Geol. Acta* 1, 349–361.
- 1331 Speyer, S.E., Brett, C.E., 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments:  
1332 Middle Paleozoic examples. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 63, 225–  
1333 262. doi:10.1016/0031-0182(88)90098-3
- 1334 Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B., 1999. Depositional sequences  
1335 in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: Concepts for a high-  
1336 resolution analysis. *Sediment. Geol.* 128, 201–221. doi:10.1016/S0037-  
1337 0738(99)00070-6
- 1338 Tucker, M.E., Calvet, F., Hunt, D., 1993. *Sequence Stratigraphy of Carbonate*  
1339 *Ramps: Systems Tracts, Models and Application to the Muschelkalk Carbonate*  
1340 *Platforms of Eastern Spain*, in: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq,  
1341 B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*.  
1342 Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 397–415.  
1343 doi:10.1002/9781444304015.ch20
- 1344 Tyson, R. V., Pearson, T.H., 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an  
1345 overview. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 58, 1–24.  
1346 doi:10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01
- 1347 Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global  
1348 changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap, in:  
1349 Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon*  
1350 *Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 63–81.
- 1351 Van Steenwinkel, M., 1990. Sequence stratigraphy from 'spot' outcrops-example  
1352 from a carbonate-dominated setting: Devonian-Carboniferous transition, Dinant  
1353 synclinorium (Belgium). *Sediment. Geol.* 69, 259–280. doi:10.1016/0037-  
1354 0738(90)90053-V

- 1355 Voorhies, M.R., 1969. Taphonomy and Population Dynamics of an Early Pliocene  
1356 Vertebrate Fauna, Knox County, Nebraska. *Contrib. to Geol. Univ. Wyoming*,  
1357 *Spec. Pap. 1*, 1–69. doi:10.2113/gsrocky.8.special\_paper\_1.1
- 1358 Wright, V.P., Burchette, T.P., 1996. Shallow-Water Carbonate Environments, in:  
1359 Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and*  
1360 *Stratigraphy*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 325–394.
- 1361 Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *J. Sediment.*  
1362 *Petrol.* 50, 21–29. doi:10.1306/212F7950-2B24-11D7-8648000102C1865D

Assunto: Análise da dissertação de Mestrado ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E TAFONOMIA DE MESOSAURIDAE E PYGOCEPHALOMORPHA DA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO INFERIOR) NO RIO GRANDE DO SUL, de autoria de PEDRO LUIS AMMON XAVIER, orientada pelo Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz.

Avaliador: Ernesto Lavina

Conceito atribuído: Excelente (nota 9,0)

Justificativa.

O trabalho se encontra muito bem elaborado, sem falhas ou omissões significativas. Aborda um tema bastante complexo e o desenvolve com coerência, ponderando todas as evidências (e hipóteses tratadas como evidências) com desenvoltura, demonstrando pleno domínio do tema.

A parte inicial, de revisão geral de conceitos e introdução do tema da pesquisa está bem elaborada, e embora bastante extensa (quase 70 páginas) é importante pois permite, ao avaliador, a percepção do domínio do tema por parte do aluno.

O artigo é de muito boa qualidade, está bem escrito, apresenta uma questão e atinge a conclusões importantes. O arcabouço estratigráfico é consistente, as superfícies estratigráficas principais estão bem posicionadas e bem descritas. Os controles estratigráficos e deposicionais da ocorrência dos restos de mesossaurídeos também são consistentes. As fácies sedimentares estão bem interpretadas, mas aqui vejo algo que pode ser melhorado para publicação.

Não sei o estágio em que se encontra com relação à publicação, mas se for possível sugiro uma revisão na descrição das litologias e estruturas sedimentares. Não existem erros fundamentais, mas a descrição pode ser mais ajustada. Como exemplo do que quero dizer, cito fotos do texto. Alguns detalhes técnicos na descrição (e interpretação), caso ainda seja possível, poderiam ser feitos. Por exemplo, nas figs. 4 e 5. Na fig 4 está escrito na legenda lower shoreface. Mas na

literatura, o início do offshore é marcado pela presença de lama. O segmento do testemunho da fig 4 teria que ser descrito como pelitos com wavy and linsen bedding. Deste modo, o testemunho marca o início do offshore (ou pode também ser tratado como transição shoreface/offshore, não tem problema), e não o shoreface inferior, que tem que ser arenoso (por definição do termo). Na fig 5, o segmento D está apresentado como heterolito, o que está correto, mas composto por flaser bedding. Na verdade, o segmento compõe, na totalidade, um acamadamento wavy onde, internamente, ocorrem acamadamentos linsen e drape e talvez até algum acamadamento flaser. Lembrar sempre que num testemunho com 5 cm de diâmetro é difícil reconstruir com exatidão as estruturas sedimentares. Os acamadamentos drape tendem a parecer flaser. Também, seria importante ressaltar a microgradação nas laminações cruzadas das areias, pois remetem a ação de ondas.

Em síntese, minha avaliação do artigo, incluindo as sequências deposicionais, ambiente de sedimentação e a contextualização dos mesossaurídeos, é excelente.

Ernesto Lavina  
Prof. PPGeo Unisinos



<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>" ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E TAFONOMIA DE MESOSAURIDAE E PYGOCEPHALOMORPHA DA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO INFERIOR) NO RIO GRANDE DO SUL "</b>
Área de Concentração: Paleontologia
Autor: <b>Pedro Luis Ammon Xavier</b>
Orientador: Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz
Examinador: Prof. Dr. Michael Holz
Data: 11 de dezembro de 2017
Conceito: A (excelente)
<b>PARECER:</b>
<p>A monografia tem estruturação bipartida, sendo a primeira parte uma Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa, com os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa. A segunda parte constitui-se em um artigos submetido a revista <i>Journal of South American Earth Science</i>.</p> <p>Para o texto inicial (objetivos, referencial teórico etc.), alguns pontos específicos para correção podem ser elencados:</p> <p>1 – no título: "Permiano Inferior" é unidade cronoestratigráfica; então se referir idade de unidades litoestratigráficas, o correto é usar o termo geocronológico, i.e., "Neo-Permiano"</p> <p>1 - em todo o texto: se há mais de um autor, a citação no texto é autor et al., e não todos os autores. Por exemplo: não "James, Kendall &amp; Pufahl (2010)" mas "James et al., 2010";</p> <p>2 – na página 9: "concentrações de matéria orgânica conhecidas no mundo" = COT? (e "Araújo" é o que? Informação pessoal? Publicação?);</p> <p>3 - na página 11: "Identificar seus ambientes deposicionais" = o correto é "sistemas deposicionais";</p> <p>4 - na página 19 – a legenda da figura 7 não explica a diferença entre RF e RN;</p> <p>5 – Referencias: arrumar a formatação (não está justificado, não está indentado a partir da segunda linha, falta complementar algumas referências, não deve usar "et al.", mas citar a nominata completa de autores).</p> <p>Mas isso não é tão relevante. O que é relevante é que nessa primeira parte nota-se uma certa falha na organização do texto e na condução da discussão. O autor devia ter focado no modelo e nas concepções atuais da estratigrafia de sequencias (<i>sensu</i> comissão de ES liderado pelo Catuneanu e que publicou <i>review papers</i> em 2009, 2010 e 2011); e depois, se quisesse (embora não haja necessidade), poderia comparar isso com o modelo clássico de 1988, que desde então foi modificado em boa parte (com a introdução do quarto trato de sistemas, por exemplo) ou até comprovou-se errado ou no mínimo impertinente (como na questão do espaço de acomodação fluvial ou na do papel da linha de baía, por exemplo). No texto analisado, isso fica meio difuso, e vou dar um exemplo: tanto na página 10 quanto na página 12 o autor afirma que o ano de 1988 " viu a</p>

consolidação da estratigrafia de sequências". Na verdade o que 1988 marcou foi o nascimento, digamos assim, da estratigrafia de sequências como a praticamos hoje; nascimento que se deu através de um arcabouço conceitual hoje em dia muito modificado. 1988 marca o que na concepção de revolução científica de Kuhn (1962) foi uma mudança de paradigma - paradigma esse que entrou na fase de arrumação durante os anos 2000 e experimentou aceitação e, ai sim, consolidação nos anos de 2010. Outras pequenas falhas no texto do "referencial teórico" são a não-abordagem de uma questão interessante da estratigrafia hoje em dia - até que ponto deve-se fazer análise estratigráfica guiado por modelos (o modo "*model-driven*" de Catuneanu, ou, como Embry o chama, o modo "*whishful thinking*"); e a não-discussão da questão de fazer hierarquização não pelo tempo de duração dos ciclos, mas pela hierarquização por expressão física e significância geológica das superfícies utilizadas para o fatiamento estratigráfico. Seria também importante abordar mais claramente a questão da duração dos eventos e a magnitude de seus registros (no sentido do trabalho de Schwaracher, 2000, por exemplo), já que a monografia aborda o controle faciológico e estratigráfico - e lembrando que os dois tem magnitudes bem diferentes. Também resenti um pouco a falta de referências aos últimos livros de estratigrafia (e.g., Miall, 2016) e aos trabalhos conceituais que saíram na área de estratigrafia de sequências, me referindo aqui à série de artigos de Catuneanu & Zechin (2013) e Zecchin & Catuneanu (2013, 2015, 2017) abordando estratigrafia de sequências de alta resolução. Em um texto de "referencial teórico" e "estado-da-arte" essas publicações obrigatoriamente tem de aparecer. Esses artigos são interessantes e ajudam, com destaque ao último (o de 2017), que versa sobre *mixed siliciclastic-carbonate systems*, totalmente pertinente para a temática abordada na dissertação de mestrado analisada.

Outro aspecto que chama atenção nesse texto geral: o seu completo tendenciamento (ou *bias*, se preferir) em direção à estratigrafia. O referencial teórico tem dezesseis páginas de estratigrafia *versus* três de tafonomia. Se no título do trabalho e nos objetivos consta "estratigrafia e tafonomia", entende-se que as duas temáticas são equivalentes em importância para a pesquisa e serão tratadas equivalentemente em um texto de referencial teórico. Mas não o são, e não fica claro porque. Se o autor acha necessário explicar o que é uma "mts" ou um "trato de sistemas de nível alto", devia também achar necessário explicar o que é "*time-averaging*" ou que é um "depósito de *obrution*". Outro exemplo desse *bias*: assim como tem o quadro correlativo de concepções estratigráficas (o da figura 9) porque não tem um de tafonomia? Com as várias interpretações sobre a tafonomia dos mesossaurídeos, por exemplo..?

Em suma, embora o texto seja bastante completo e do ponto de vista de estilo e de gramática está bem elaborado e de fácil leitura, não tem como ignorar as falhas e incongruências apontadas. Por outro lado, deve-se considerar que o mestrando é da linha de concentração em paleontologia e que o seu orientador não é estratígrafo de ofício. Sob essa óptica, o texto inicial está muito bom, com certeza. Porém, como não há "muito bom" no esquema de conceituação do PPGeo/UFRGS, vou atribuí-lhe o conceito "excelente" porque as falhas apontadas não são determinantes e devem ser entendidas como estímulo à leitura adicional e como crítica construtiva.

Mas o que de fato me deixou tranquilo e muito satisfeito foi o artigo - é bem redigido, estruturado e ilustrado, com figuras de boa a excelente qualidade. A metodologia adotada e a escolha e aplicação dos modelos científicos (e.g., delimitação do tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, assinaturas tafonômicas) foram corretas e adequadas, e os

resultados são coerentes e convincentes. Como não há grandes discussões conceituais e coisa de estado-da-arte no artigo, a confusão e as omissões que critiquei acima não aparecem no artigo, que realmente é uma peça científica de primeira linha e com base na qual eu emiti meu conceito final. Claro que há muitos pequenos erros, omissões, equivocados etc. típicos de um artigo científico que está em sua versão 1.0; além disso, solicitaria a inclusão de uma tabela e de pelo menos duas figuras conceituais. Contudo, como a revista JSAES me convidou para ser *referee* desse artigo, não vou repetir toda a crítica aqui, mas posso antecipar que classificarei o artigo como "*acceptable after major revisions*". Com as revisões que certamente os outros membros da banca e também os demais *referees* escalados pela revista vão solicitar, tenho certeza que está surgindo um artigo excelente e que será muito citado pelos pares. Embora existam trabalhos prévios na literatura sobre o tema, o artigo é inédita na proposta de integração entre assinaturas tafonômicas, faciológicas e estratigráficas nos moldes modernos proposto pelos autores. Por isso, qualifico a monografia como um todo e o artigo em particular como "excelente" e parablenizo o mestrando, seus co-autores e seu orientador; ao mesmo tempo que agradeço a lembrança do meu nome e o convite para integrar essa banca.

Assinatura:



Data: 11 de dezembro de 2017

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E TAFONOMIA DE MESOSAURIDAE E PYGOCEPHALOMORPHA DA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO SUPERIOR) NO RIO GRANDE DO SUL.**

**Área de Concentração: Paleontologia**

**Autor: Pedro Luis Amnon Xavier**

**Orientador: Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz**

**Examinador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer**

**Data: 18/12/2017**

**Conceito: A**

**Parecer:**

A dissertação analisada trata-se de um trabalho de excelente qualidade, onde o autor efetuou uma análise sedimentológica, estratigráfica e tafonômica detalhada da Formação Irati. O texto está bem escrito, embora sejam frequentes os erros de digitação. Os objetivos da dissertação são claros e bem definidos, sendo esses totalmente atingidos. A metodologia está sucinta, porém bem desenvolvida, sendo adequada aos objetivos do trabalho. As figuras são de boa qualidade, apresentando um caráter elucidativo e complementar ao texto, sendo na sua grande maioria inéditas.

A revisão conceitual está bastante completa, embora falte a citação dos trabalhos recentes de estratigrafia de sequência de alta resolução (e.g. Catunãnu & Zechin, 2013), que revisou o conceito de sequências, que passa a ter um significado descritivo, marcando ciclos transgressivos-regressivos, formados pela interação entre a variação relativa do nível do mar e o influxo sedimentar. A geologia regional está bem detalhada, citando os artigos mais relevantes na Formação Irati.

O artigo submetido está bem estruturado, apresentando os objetivos, métodos e resultados alcançados de forma competente. Entretanto, cabe ressaltar que embora as fácies estejam bem descritas e interpretadas, existe, por vezes, alguns erros conceituais. Por exemplo, o autor descreve na fácies Hw a presença de *upper-flow parallel and trough*

*cross-stratification*. Primeiro que upper-flow é uma interpretação de regime de fluxo, não uma estrutura sedimentar. Os autores devem ter querido dizer *horizontal laminantion*. Segundo, se está facies é um heterolito, ela não pode apresentar *trough cross-stratification*. Esta estrutura tem uma dimensão superior a 10cm de espessura, incompatível com heterolitos que são caracterizados pela alternância milimétrica a centimétrica (<10cm) de arenitos e pelitos. Provavelmente, o que os autores querem descrever são laminações cruzadas de marcas onduladas.

Apesar dos aspectos gerais das associações de fácies estarem bem caracterizados, substanciando um modelo deposicional de rampa carbonática híbrida dominada por onda, estas mereciam uma discussão similar as fácies, onde a descrição e interpretação ficassem em parágrafos separados. Sempre o ideal é que haja separação clara entre descrição e interpretação, o que não se verifica no ítem de associação de fácies.

No ítem de estratigrafia de sequências creio que os autores deveriam ter utilizado a nomenclatura de superfícies propostas por Catunianu et al (2009), que consiste em um consenso entre as diferentes escolas da estratigrafia de sequências. O limite entre o TST e o HSST é a *maximum flooding surface*, tendo-se abolido o termo *maximum transgressive surface*. Além disso, os autores não discutiram de forma satisfatória as diferentes possibilidades interpretativas que existem para alguns intervalos específicos. Destaca-se as sucessões basais da IS1 e IS2. Não fica demonstrado de forma satisfatória a existência de uma discordância na base da IS1. Os autores descrevem a passagem de um padrão progradacional para um retrogradacional acompanhada de uma mudança gradual de cor dos sedimentos. Qual a evidência da discordância? Essa mudança gradual de cor não indicaria uma variação progressiva no contexto deposicional, sem rupturas significativas?

Da mesma forma, o limite entre a IS2 e IS3 é passível de diferentes interpretações. A entrada abrupta dos *grainstones* de *mid ramp* é compatível com um FSST. Os autores não discutiram essa possibilidade, excluindo de forma sumária a possibilidade de existência de um FSST.

Em suma, apesar dos pontos destacados anteriormente, considero a dissertação de excelente qualidade, estando o aluno Pedro Luis Amnon Xavier e o orientador Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz de parabéns.

Atenciosamente



Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer  
Instituto de Geociências  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS  
Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia  
CEP 91501-970 Porto Alegre, RS

Tel.: (+55) 51 331086920  
Fax: (+55) 51 33087047  
E-mail: claiton.scherer@ufrgs.br