



**GRANDES TEMPESTADES NA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO INFERIOR)
DO RIO GRANDE DO SUL: INTERPRETAÇÕES TAFONÔMICAS E
FACIOLÓGICAS**

Porto Alegre, 2014

PEDRO LUIS AMMON XAVIER

**GRANDES TEMPESTADES NA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO INFERIOR)
DO RIO GRANDE DO SUL: INTERPRETAÇÕES TAFONÔMICAS E
FACIOLÓGICAS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Marina Bento Soares

Supervisor: Geól. Me. Bruno Ludovico Dihl Horn

Porto Alegre, 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Xavier, Pedro Luis Ammon

Grandes Tempestades na Formação Irati (Permiano Inferior) do Rio Grande do Sul: interpretações tafonômicas e faciológicas . / Pedro Luis Ammon Xavier. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.
[164 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es):Marina Bento Soares

1. Irati 2. tempestade 3. mesossaurídeo 4. pigocefalomorfo I. Título.

CDU 56

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**GRANDES TEMPESTADES NA FORMAÇÃO IRATI (PERMIANO INFERIOR) DO RIO GRANDE DO SUL: INTERPRETAÇÕES TAFONÔMICAS E FACIOLÓGICAS**”, elaborado por PEDRO LUIS AMMON XAVIER, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Anderson José Maraschin

Geól. Me. Eduardo Premaor

Prof. Dr. Juliano Küchle

A meus avós, Günther e Iara, Léo e Lorena, por toda a ajuda e amor ao longo dos anos, e por terem grande fé em mim e em minhas capacidades. Muito mais do que eu mesmo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a meus pais, Pedro Xavier Neto e Giselle Noceti Ammon Xavier, pois abriram mão de uma das três coisas mais importantes em suas vidas, para me deixar correr atrás de um sonho. Também por serem meus modelos e referências de moral, humildade, e força de vontade.

À minha orientadora, a Prof.^a Marina Soares, e ao meu supervisor, Bruno Horn, pelo “apoio 100%”, e paciência quanto a meus atrasos. Também pela dedicação e cobrança, não admitindo que a qualidade do trabalho caísse em momento algum.

À Prof.^a Karin Goldberg, e ao Prof. Luiz Fernando De Ros, que me doaram preciosas tardes de seu tempo. Devo a eles metade das interpretações neste trabalho. À Prof.^a Karin também por me indicar o afl. Passo do Viola, essencial para este trabalho. Agradecimentos também a Omaira Sierra-Arango, e aos Profs. Paulo, Vitor, e Coimbra.

Ao Prof. Norberto Dani e a Aurélio Fagundes, por me possibilitarem e ajudarem na última excursão de campo.

A meus irmãos, Ana Cristina e João Henrique, por serem meus companheiros eternos, minha ligação com o passado e, junto com meus pais, meu porto seguro.

Ao meu quase irmão Rodrigo. Sempre companheiro nas horas difíceis, foi decisivo em um sem-número de momentos de indecisão. É também inspiração de dedicação, foco, e força de vontade. Acaba conseguindo estar presente em quase todos os momentos felizes também, não importando a distância.

Ao meu também quase irmão Matheus. Meu “lado errado” da personalidade, que me ensinou que o errado nem sempre está tão errado assim. Também outro grande exemplo de força de vontade e dedicação, nunca parou de me mostrar novos caminhos e possibilidades, muitos dos quais eu nunca havia considerado.

A meus amigos de Florianópolis, Guilherme, Graeff, João Vítor, JG, e outros, que nunca se esqueceram de mim, e cansaram de perguntar “quando vais estar por aqui?”.

A meus colegas do Laboratório de Paleovertebrados, por me acolherem como uma segunda família. Também a Felipe Pinheiro, por me indicar o afloramento COOPAUL, e a Voltaire Paes, por editar algumas de minhas imagens quando o tempo ficou curto. E uma menção honrosa para Bianca Mattiello, Jéssica e Gaia, colegas de Iniciação Científica, companheiras das longas madrugadas de trabalho.

A meus colegas formandos, Karen Belotti e Rafael Niemeyer, que editaram algumas de minhas imagens quando o tempo ficou curto, Lucas (Vaka), Fabia, Laís, Leandro, Fernando, e os outros formandos com os quais fiz essa árdua corrida lado a lado; e aos demais colegas do curso de geologia: Pedro, Daniel, Diegão, Paulinho, Alexandre, entre muitos outros que marcaram esse momento da minha vida.

Agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa do Rio Grande do Sul (FAPERGS), e ao povo brasileiro, pelo financiamento de trabalhos de campo, materiais, e de pesquisa, os quais possibilitaram a execução deste estudo.

“A imaginação por vezes nos leva para mundos que nunca foram. Porém, sem ela não vamos a lugar algum.”

- Carl Sagan

RESUMO

A Formação Irati, de idade arstinskiana (Permiano Inferior), é a unidade basal do Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná. No Brasil, aflora na borda leste da bacia, do estado de Goiás ao Rio Grande do Sul. É correlata das Formações Mangrullo, no Uruguai, e Whitehill, no sul da África. A formação compreende folhelhos betuminosos e não-betuminosos, e siltitos, intercalados com calcários. Seu ambiente deposicional é interpretado como um mar epicontinental restrito. São encontrados em abundância na Formação Irati fósseis de répteis mesossaurídeos e crustáceos Pigocefalomorfos. No afloramento Passo São Borja, em São Gabriel (RS) estes fósseis são encontrados desarticulados e em acumulações, associados a estruturas típicas de tempestades (e.g. Estratificação Cruzada *Hummocky*). Esta localidade era, até 2011, a única no estado que reconhecidamente apresentava tais características. O presente trabalho teve como objetivo a busca de novas localidades pertencentes à Formação Irati no Rio Grande do Sul, as quais apresentem tais feições. Foram descritos 5 afloramentos, além do Passo São Borja, onde foram encontradas sucessões de calcários contendo concentrações fósseis. A estes afloramentos foram aplicados os métodos de análise de fácies, petrografia, difratometria de raios-X, e análise tafonômica. Foram identificadas sete fácies típicas da ação de tempestades, nomeadas S1, S2, S3, S4a, S4b, S5a, e S5b, as quais quando comparadas com modelos da literatura permitiram a criação de um modelo idealizado de depósito gerado por tempestade (*i.e.* tempestito) para a Formação Irati no Rio Grande do Sul. Adicionalmente, em uma convergência da tafonomia de vertebrados (répteis mesossaurídeos) e invertebrados (crustáceos pigocefalomorfos), foi possível refinar os modelos já criados para estes grupos, e estabelecer três tafofácies condicionadas pelas fácies sedimentares, nomeadas S2, S4a, e S4b também associadas à energia imprimido aos sedimentos de fundo. Deste modo, foi possível concluir que as grandes tempestades que assolavam o Mar Whitehill-Irati abrangiam grande parte (senão toda) a área que hoje compreende o Rio Grande do Sul, à época Irati.

Palavras-chave: Irati, tempestade, Rio Grande do Sul, mesossaurídeo, pigocefalomorfo, Bacia do Paraná.

ABSTRACT

The Irati Formation, of arstinskian (Lower Permian) age, is the lowermost unit of the Passa Dois Group in the Paraná Basin. In Brazil, it outcrops on the basin's eastern border, from the Goiás to the Rio Grande do Sul states. It is correlated to the Mangrullo Formation, in Uruguay, and the Whitehill Formation, in Southern Africa. The formation comprises bituminous and non-bituminous shales, and siltites, interbedded with limestones. Its depositional environment is interpreted as a restricted epicontinental sea. Abundant mesosaurid reptiles and pygocephalomorph crustaceans are found within the formation. In the Passo São Borja outcrop, in the municipality of São Gabriel (RS), these fossils are found disarticulated and concentrated, associated with structures typical of storm action (*e.g.*, Hummocky Cross Stratification). This locality was, until 2011, the single one in the state in which these characteristics were as such recognized. The present work had as an objective the search of new localities belonging to the Irati Formation in the Rio Grande do Sul state, where these features were present. Five outcrops containing successions of limestones containing fossil concentrations were described, aside the Passo São Borja. Methods of facies analysis, petrography, X-ray diffractometry, and taphonomic analysis were carried out in these outcrops. Seven facies typical of storm action, termed here S1, S2, S3, S4a, S4b, S5a, and S5b were identified. Comparison with models in literature allowed the creation of an idealized model of a storm-generated deposit (*i.e.*, tempestite) for the Irati Formation in Rio Grande do Sul. Additionally, in a convergence of taphonomy of vertebrate (mesosaurid reptiles) and invertebrate (pygocephalomorph crustaceans), it was possible to refine the models already proposed for these groups, and establish three taphofacies conditioned by sedimentary facies, termed S2, S4a, and S4b, also associated to the energy imprinted to the bottom sediments. Thus, it was possible to conclude that the great storms which ravaged the Whitehill-Irati Sea covered a great part of (if not entirely) the area which now comprehends the Rio Grande do Sul state, at the time of the Irati Formation.

Keywords: Irati, storm, Rio Grande do Sul, mesosaurid, pygocephalomorph, Paraná Basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Principais processos atuantes durante uma tempestade, segundo Einsele (1992). Modificado de Soares (1996)..... 29
- Figura 2. Fluxo de relaxamento perpendicular à costa causado pelo gradiente hidráulico é defletido pela Força de Coriolis, evoluindo para um fluxo geostrófico progressivamente mais paralelo à costa. Fonte: modificado de Plint (2010)..... 30
- Figura 3. Blocodiagrama caracterizando a Estratificação Cruzada *Hummocky* (ECH), segundo Harms *et al.* (1975). Modificado de Dott & Bourgeois (1982)..... 31
- Figura 4. Modelo de Formação de Estratificação Cruzada *Hummocky* e Estratificação Cruzada *Swaley*, entre outras estruturas em um *Shoreface*, relacionando profundidade e influência das correntes atuantes às estruturas geradas. Modificado de Dumas & Arnott (2006)..... 33
- Figura 5. Esquemática da morfologia da Estratificação Cruzada *Swaley* (ECS). Modificado de Dumas & Arnott (2006) 33
- Figura 6. Ilustrações de estruturas internas de *Ripples* de fluxo combinado. Modificado de Plint (2010). 34
- Figura 7. Desenhos esquemáticos de *gutter casts* em corte transversal. Retirado de Myrow (1992)..... 35
- Figura 8. Idealização de fluxos de tempestade (oscilatório e de relaxamento, sem adição da Força de Coriolis). O fluxo de relaxamento tende a canalizar-se, assim como fazem as correntes de retorno (*rip currents*) durante condições de tempo bom (*fairweather*). Distalmente, podem formar correntes de turbidez. Fonte: Einsele & Seilacher (1991), modificado por Soares (1996). 36
- Figura 9. Sequência *Hummocky* idealizada mostrando notação sugerida de suas zonas constituintes. Nota-se a distinção de camadas *hummocky* (H) e *sets* de lâminas (L-*set*) e a ordem hierárquica de superfícies (números), explicados no texto. Bioturbação pode obliterar o topo ou até a sequência inteira. Modificado de Dott & Bourgeois (1982). 38
- Figura 10. Variações da sequência *hummocky* por um contínuo de fatores possíveis. Modificado de Dott & Bourgeois (1982)..... 39

Figura 11. Bloco diagrama ilustrando características morfológicas principais da ECH. As letras referem-se à sequência ideal discutida no texto. Segundo Duke (1985), modificado por Soares (1996).	40
Figura 12. Desenvolvimento de um leito de tempestade idealizado em arenito fino resultante de um fluxo combinado de tempestade. B. Resultado dos mesmos processos em substrato compreendendo areia e cascalho fino. Modificado de Plint (2010).	41
Figura 13. Sequência tempestítica idealizada. Modificado de Aigner (1982).	42
Figura 14. Modelo demonstrando mudanças laterais de fácies de tempestitos, de acordo com o aumento da profundidade e distância da costa. Segundo Aigner (1982), modificado por Soares (1996).	42
Figura 15. Sequência gerada por tempestade idealizada reconstruída a partir dos calcários da Formação Gushan, Cráton do Norte da China. Unidades explicadas no texto. Modificado de Zhou <i>et al.</i> (2011).	44
Figura 16. 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).	48
Figura 17. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, ressaltando a Supersequência Gondwana I, da qual faz parte o Grupo Passa Dois, e a Formação Irati. Fonte: modificado de Milani <i>et al.</i> (2007).	49
Figura 18. Faixa aflorante do Grupo Passa Dois no Brasil. Modificado de Soares (2003).	50
Figura 19. Reconstrução do Mar Whitehill-Irati. Modificado de Soares (2003).	53
Figura 20 (página anterior). 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. 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 (E), 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) Condições normais: formação de novos tempestitos sobrepostos aos mais anteriores (produzidos em C). 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)..... 58

Figura 21. 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). 59

Figura 22. 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, maxílpede; 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 *et al.* (2013). 60

Figura 23. Pontos e rotas marcados usando o *software Google Earth®*. Dados da pesquisa (2014). 62

Figura 24. Ilustra o processo lógico, ou a sistemática a ser empreendida pelo pesquisador utilizando o método de análise de fácies quando interpretando um depósito sedimentar. Modificado de Dalrymple (2010). 64

Figura 25. Exemplo de perfil colunar feito para o afloramento Passo São Borja. Retirado de Soares (1996)..... 65

Figura 26. Exemplo de modelo de fácies para um ambiente costeiro dominado por ondas. Modificado de Tomazelli (2000).	66
Figura 27. Orientação de peixes devido a um fluxo oscilatório. Retirado de Holz & Simões (2002).	68
Figura 28. Modelo esquemático dos processos sofridos por um organismo desde sua morte, até tornar-se um fóssil. Os processos podem não acontecer nesta ordem, e podem também repetir-se. Retirado de Holz & Simões (2002).	70
Figura 29. Ilustração gráfica das possibilidades de assembleias fósseis resultantes de morte não-seletiva (A) e seletiva (B). Retirado de Holz & Simões (2002).	70
Figura 30. Microscópio Axio Scope A.1 com câmera acoplada, utilizado para estudos petrográficos neste trabalho. Dados da pesquisa (2014).	76
Figura 31. Reflexão de um feixe de raios-X pelos planos de um cristal. (a) Se o ângulo de incidência for arbitrário, não se produz feixe. (b) Para o ângulo de Bragg θ , os raios refletidos estão em fase e reforçam-se uns aos outros. (c) O mesmo que (b), exceto que se omitiu a representação das ondas. Retirado de Mora et. al. (2010).	78
Figura 32. Exemplo de difratogramas de amostras de concreções da Formação Santa Maria, no Rio Grande do Sul. C - calcita; B - calcita; P - plagioclásio; Kf - feldspato alcalino; Q - quartzo. Retirado de Horn (2010).	79
Figura 33. Representação esquemática do método de difração para análise cristalográfica e das condições necessárias à difração. Retirado de Mora et al. (2010).	79
Figura 34. Foto do difratômetro SIEMENS – BURKER-AXS D5000. Dados da pesquisa (2014).	80
Figura 35. A: localização do Estado do Rio Grande do Sul no Brasil. B: localização dos afloramentos estudados (pontos vermelhos). Os municípios no qual se encontram estão destacados em verde. 1: Passo São Borja, São Gabriel; 2: Passo do Viola, Bagé; 3: COOPAUL, Hulha Negra; 4: PM-I, Pedras Altas; 5: Aceguá 1, Aceguá; Aceguá 3, Aceguá. Modificado de IBGE (2014).	81
Figura 36. Afloramento Passo São Borja. Calcários aflorantes em maio a flolhelhos, à beira do Rio Santa Maria, no município de São Gabriel, RS. Dados da pesquisa (2014).	85

Figura 37. Fácies S1: brechas intraformacionais. A: vista em perfil; foto cortesia de Karin Goldberg. B: vista em planta, escala em centímetros; dados da pesquisa (2014).....	86
Figura 38. Fácies S2, calcarenito com estratificação plano-paralela. A: amostra ilustrando face fresca. B: rocha <i>in situ</i> , onde são observados esparsos ossos de mesossaurídeos. C: nível extremamente rico em carapaças de crustáceos pigocefalomorfos, e mostrando coluna semi-articulada de mesossaurídeo. D: carapaça de crustáceo pigocefalomorfos semi-articulada, no topo da camada. Escalas em centímetros. Dados da pesquisa (2014).....	87
Figura 39. Amostra PSB-03, da fácies S4a. Escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).	88
Figura 40. Pelito laminado intercalado com siltito, apresentando <i>wave ripples</i> . Fácies S5b. Dados da pesquisa (2014).....	88
Figura 41. Estrutura de corte e preenchimento em lama interpretada como uma <i>gutter cast</i> , acima do nível calcário. Marcas da escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).....	89
Figura 42. Afloramento Passo do Viola, município de Bagé, RS. Dados da pesquisa (2014).....	90
Figura 43. Calcarenito espático na base do níve, fácies E. Dados da pesquisa (2014).....	90
Figura 44. Estratificação gentilmente ondulada com truncamento de baixo ângulo, e comprimento de onda de 2 m, a qual foi interpretada como Estratificação Cruzada <i>Hummocky</i> . Dados da pesquisa (2014).....	91
Figura 45. Amostra contendo ossos de mesossaurídeos desarticulados. Escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).	92
Figura 46. A: vista geral do afloramento COOPAUL; dados da pesquisa (2014) B: camada de bentonita; foto cortesia de Aurélio Fagundes.....	93
Figura 47. A: detalhe da brecha intraformacional na base, fácies S1. B: detalhe da estratificação gentilmente ondulada (< 15°), fácies S4b. C: detalhe de costela de mesossaurídeo encontrada na fácies S4b. D: primeiro nível calcário. Dados da pesquisa (2014).	94
Figura 48. A: calcarenito com estratificação plano-paralela, fácies S2. B: brecha intraformacional, fácies S1. C: amostra COO-02, mostrando fino nível de ossos de mesossaurídeos desarticulados, da qual foi feita uma lâmina	

petrográfica; escala em centímetros. D: segundo nível calcário. Dados da pesquisa (2014).....	95
Figura 49. Afloramento PM-I (Biboca), em estrada secundária no município de Pedras Altas.....	96
Figura 50. Amostra da fácies S2 do afloramento PM-I. Escala em centímetros. Dados da Pesquisa (2014).	97
Figura 51. A: laminação marcada po veios milimétricos, fácies S5a; escala em centímetros. B: <i>wave ripples</i> marcadas por camadas recristalizadas, fácies S5a. C: Calcarenito com estratificação plano-paralela, fácies S2. D: Calcarenito com estratificação plano-paralela (S2) gradando a ECH (fácies S4b). Dados da pesquisa (2014).....	98
Figura 52. A: <i>bonebed</i> de mesossaurídeos <i>in situ</i> , extremamente intemperizado. B: detalhe do <i>bonebed</i> intemperizado. Dados da pesquisa (2014).....	99
Figura 53. Porção superior do afloramento Aceguá 1, fácies F. Impressões de segmentos abdominais de pigocefalomorfos. Dados da pesquisa (2014).....	99
Figura 54. Dobra de arrasto causada por falha. Dados da pesquisa (2014).....	100
Figura 55. A: calcirrudito/conglomerado com bioclastos fosfáticos (ossos de meossaurídeos), e estratificação gentilmente ondulada. B: amostra AC1-03 mostrando face fresca. C: calcirrudito/conglomerado como encontrado em campo. D: detalhe mostrando relação entre o calcirrudito e o conglomerado bioclástico fosfático; escala em centímetros.	101
Figura 56. “Antes e depois” do afloramento Aceguá 3. A: rochas calcárias aflorantes; visita feita em março de 2013. B: afloramento parcialmente destruído; visita feita em fevereiro de 2014. Dados da pesquisa (2014).	102
Figura 57. A: Brecha intraformacional, fácies S1. B: Camadas com estratificação plano-paralela (S2) seguida de ECH de pequeno porte (0,5 m; fácies S4b). Dados da pesquisa (2014).	102
Figura 58. A: amostra de calcarenito com fósseis de mesossaurídeos, encontrada no afloramento Aceguá 3. B: detalhe dos fósseis. Dados da pesquisa (2014).....	103

Figura 59. Difratoograma da fácies S2 do afloramento Passo São Borja. Dados da pesquisa (2014).	104
Figura 60. Difratoograma da fácies S2 do afloramento PM-I. Dados da pesquisa (2014).....	104
Figura 61. Difratoograma da fácies E (superior), Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).....	105
Figura 62. Difratoograma da amostra PVL-03, atribuída à fácies S4b, encontrada no afloramento Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).	105
Figura 63. Difratoograma da fácies E (inferior) do afloramento Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).	106
Figura 64. Difratoograma do <i>bonebed</i> intemperizado do afloramento Aceguá 1. Dados da pesquisa (2014).	106
Figura 65. Difratoograma do calcirrudito/conglomerado, fácies S4a, do afloramento Aceguá 1. Dados da pesquisa (2014).	107
Figura 66. Difratoograma da fácies F descolorida do afloramento Aceguá 1. Dados da pesquisa (2014).	107
Figura 67. Difratoograma da fácies S4b do afloramento COOPAUL. Dados da pesquisa (2014).....	108
Figura 68. Laminação composicional e granulométrica. ND. Dados da pesquisa (2014).....	109
Figura 69. Intraclastos limitados por bioclastos. ND. Dados da pesquisa (2014).....	110
Figura 70. Peloides em meio a intraclastos e siliciclásticos. ND. Dados da pesquisa (2014).....	111
Figura 71. Carapaças de crustáceos com franja substituída por dolomita. ND. Dados da pesquisa (2014).	111
Figura 72. Grãos de quartzo envelopados por dolomita. ND. Dados da pesquisa (2014).....	112
Figura 73. Material lenhoso. ND. Dados da pesquisa (2014).	112
Figura 74. A: cimento de calcita preenchendo porosidade intergranular; NC. B: disposição “fibrosa” de inclusões de matéria orgânica nos cristais de calcita; ND. Dados da pesquisa (2014).	113

Figura 75. Estratificação marcada por clastos, intraclastos, e agregados de quartzo alongados. A: destaque para agregados de quartzo neoformados; ND. B: destaque para intraclasto; ND. Dados da pesquisa. (2014).....	114
Figura 76. Grão siliciclásticos. Cimento de calcita apresenta maior granulometria em meio aos siliciclásticos. ND. Dados da pesquisa (2014). ..	115
Figura 77. Ossos de mesossaurídeos em vários estágios de preservação. A: bem preservado, com poucas fraturas preenchidas. B: apresentando abrasão e intemperismo na borda. C: fragmentado. Fotos em ND. Dados da pesquisa (2014).....	116
Figura 78. A: Intraclastos; ND. B: glauconita; ND. Dados da pesquisa (2014).....	116
Figura 79. Pirita é extremamente abundante na rocha. ND. Dados da pesquisa (2014).....	117
Figura 80. A: cimento de calcita; ND. B: recobrimo feldspato; NC. Dados da pesquisa (2014).....	117
Figura 81. Agregados de calcita neoformada, orientados. ND. Dados da pesquisa (2014).....	118
Figura 82. A: panorama geral da lâmina; NC. B: nível enriquecido em carapaças, siliciclásticos, e matéria orgânica; ND. Dados da pesquisa (2014).	118
Figura 83. Carapaças orientadas. NC. Dados da pesquisa (2014).....	120
Figura 84. Região cortical de vértebra preenchida. ND. Dados da pesquisa (2014).....	120
Figura 85. Siliciclásticos acumulados. ND. Dados da pesquisa (2014).	121
Figura 86. Carapaças recristalizadas e orientadas. A: substituídas por sílica. B: substituídas por dolomita. Fotos a ND. Dados da pesquisa (2014). ..	122
Figura 87. A: calcarenito arenoso; ND. B: limite do nódulo de calcita em contato com o calcarenito arenoso; NC. C: mesma foto de B; ND. C: limite do nódulo rico em matéria orgânica. ND. Dados da pesquisa (2014).	123
Figura 88. Face serrada da amostra COO-02, mostrando forte ação diagenética. Dados da pesquisa (2014).	123

Figura 89. Intraclasto limitado por bioclastos e substituído por dolomita, calcita, e calcedônia. Notar fratura na porção superior esquerda. NC. Dados da pesquisa (2014).....	124
Figura 90. Grãos siliciclásticos. ND. Dados da Pesquisa (2014).	125
Figura 91. Cimento de calcedônia preenchendo porosidade intergranular, e marcando limite entre estratos. ND. Dados da pesquisa (2014).	126
Figura 92. Níveis de folhelho e siltito. ND. Dados da pesquisa (2014).	127
Figura 93. Grãos siliciclásticos e cimento de calcita macrocristalina. NC. Dados da pesquisa (2014).	128
Figura 94. A: fantasma de bioclasto, provavelmente carapaça de crustáceo; ND. B: fantasma de intraclasto; ND. Dados da pesquisa (2014). .	128
Figura 95. A: Limite de nódulo de sílica; NC. B: evaporito substituído por calcedônia; NC. Dados da pesquisa (2014).	129
Figura 96. A e B: fósseis de mesossaurídeos do afl. Passo São Borja apresentando classe tafonômica II, representada por segmentos articulados de coluna vertebral. Escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).....	130
Figura 97. Amostras do afl. Passo São Borja apresentando classe tafonômica III, fácies S4a. A, C, e D: vista em planta; escala em centímetros. B: vista em seção. Dados da pesquisa (2014).	131
Figura 98. Amostras de rochas com mesossaurídeos do afl. Aceguá 1 apresentando classe tafonômica III, fácies S4a. A: amostra sã, vista em seção. B e C: amostras intemperizadas. Dados da pesquisa (2014).....	132
Figura 99. Amostras apresentando classe tafonômica III, fácies S4b. A: Passo do Viola, vista em planta. B: Passo do Viola, vista em seção. C: COOPAUL, vista em seção. D: COOPAUL, vista em seção. E: Aceguá 3, vista em planta. Dados da Pesquisa (2014)002E	133
Figura 100. Comparação entre o tamanho dos bioclastos encontrados no afl. Passo São Borja (esq.) e Passo do Viola (dir.). Os bioclastos no primeiro chegam à dimensão máxima de 4 cm. No segundo, não passam de 2,5 cm. Dados da Pesquisa (2014).	135
Figura 101. Impressões de crustáceos pigocefalomorfos com segmentos abdominais articulados, fácies F. Dados da pesquisa (2014).	136

Figura 102. A, B, e C: carapaças de crustáceos semi-articuladas, apresentando preservação tipo 2. Fácies S2, afloramento Passo São Borja. Dados da pesquisa (2014).	136
Figura 103. Preservações tipo 3 no afl. Passo São Borja. A, B, C: fácies S2. D: fotomicrografia da lâmina PSB-02, fácies S2. E: Fotomicrografia da lâmina PSB-03, fácies S4a. Dados da pesquisa (2014).	137
Figura 104. Preservação tipo 3 em Fotomicrografia da lâmina AC1-03, fácies S4a. Dados da pesquisa (2014).	138
Figura 105. Preservação tipo 3, fácies S4b. A, B: fotomicrografias da lâmina COO-02, afl. COOPAUL. C: fotomicrografia da lâmina PVL-03, afl. Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).	138
Figura 106. Preservação tipo 3 no afl. PM-I, fácies S2. Dados da pesquisa (2014).	139
Figura 107. Modelo de tempestito idealizado para a Formação Irati no Rio Grande do Sul. Dados da pesquisa (2014).	145

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Fácies estabelecidas para o presente trabalho.....	83
--	----

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	26
1.1.	Justificativa.....	26
1.2.	Caracterização do Problema.....	27
1.3.	Hipótese de Trabalho.....	27
1.4.	Objetivos.....	28
1.4.1.	Objetivos específicos.....	28
2.	REFERENCIAL TEÓRICO.....	28
2.1.	Mecanismos de ação de tempestades.....	28
2.2.	Estruturas sedimentares geradas por tempestades.....	30
2.3.	Modelos.....	37
2.4.	Natureza das tempestades.....	44
2.5.	Concentrações fósseis produzidas por tempestades.....	45
2.6.	Contexto geológico, paleontológico, e paleoambiental.....	47
2.6.1.	A Formação Irati.....	47
2.6.2.	Interpretações paleoambientais.....	51
2.6.3.	Tempestades No Mar Whitehill-Irati.....	55
2.7.	Grupos fósseis de interesse para análise tafonômica.....	58
2.7.1.	Mesosauridae.....	58
2.7.2.	Pygocephalomorpha.....	60
3.	METODOLOGIAS.....	61
3.1.	Revisão Bibliográfica.....	61
3.2.	Trabalhos de Campo.....	61
3.2.1.	Etapa pré-campo.....	61
3.2.2.	Etapa de campo.....	62
3.2.3.	Etapa pós-campo.....	62
3.3.	Análise de Fácies.....	63

3.4.	Análise Tafonômica.....	67
3.5.	Petrografia.....	74
3.6.	Difratometria de Raios-X.....	77
4.	RESULTADOS	80
4.1.	Análise de Fácies.....	82
4.1.1.	Afloramento Passo São Borja	85
4.1.2.	Afloramento Passo do Viola	89
4.1.3.	Afloramento COOPAUL.....	92
4.1.4.	Afloramento PM-I (Biboca)	95
4.1.5.	Afloramento Aceguá 1	97
4.1.6.	Afloramento Aceguá 3	101
4.2.	Difratometria de Raios-X.....	103
4.3.	Petrografia.....	108
4.3.1.	Lâmina PSB-02	109
4.3.2.	Lâmina PSB-03	113
4.3.3.	Lâmina PVL-02.....	118
4.3.4.	Lâmina PVL-03.....	119
4.3.5.	Lâmina COO-02	121
4.3.6.	Lâmina PMI-02	124
4.3.7.	Lâmina AC1-01	126
4.3.8.	Lâmina AC1-03	127
4.4.	Análise Tafonômica.....	129
4.4.1.	Ossos de mesossaurídeos	129
4.4.2.	Carapaças de crustáceos pigocefalomorfos.....	135
4.4.3.	Tafofácies.....	140
5.	DISCUSSÃO.....	141
5.1.	Tempestito Idealizado	141

5.1.1. Tempestito versus turbidito	146
5.1.2. Bioturbação	147
5.2. Energia no fundo relacionada às lito- e tafofácies.....	148
6. CONCLUSÕES.....	149
6.2. Perspectivas de estudos futuros	150
7. referências.....	151

1. INTRODUÇÃO

1.1. Justificativa

O estudo do passado sempre fascinou a mente humana. Praticamente desde o início da cultura, ponderamos como as coisas eram antes de serem como são. E a ideia de que, no passado, estas eram diferentes, talvez muito diferentes, instigou ainda mais as tentativas de conhecer o que já foi.

Uma das ponderações mais frequentes na cultura humana é a de que, no passado, ocorreram grandes catástrofes, muito maiores que as que vemos em nosso curto tempo de vida. E apesar de demasiado imprecisas, não estão de todo modo erradas.

Georges Cuvier pode ser citado como o mais influente cientista a introduzir a ideia de que eventos singulares deixam marcas no registro geológico, o que foi chamado de Catastrofismo (Lavina, 1991). À época, isto foi interpretado como ação de poderes divinos, visando corrigir as imperfeições da criação.

Esses conceitos, incorporados hoje à geologia moderna, compuseram a base para a ideia da sedimentação episódica, onde eventos de grande magnitude, em condições diferentes das presentes no dia-a-dia, deixam amplos registros nas rochas sedimentares (Dott, 1983; Hsü, 1989).

A Formação Irati, base do Grupo Passa Dois na Bacia do Paraná, tem idade eopermiana (Artinskiano), e é famosa por seus folhelhos betuminosos, os quais foram depositados no pretérito Mar Whitehill-Irati. Este mar estendia-se pelo supercontinente Gondwana, tendo comunicação muito restrita com o mar aberto, de modo que não havia grande circulação de correntes, sendo suas águas calmas e estratificadas, onde esses folhelhos foram formados por deposição pelágica, em condições anóxicas (Soares, 2003; Holz *et al.*, 2010). Apenas um centímetro da espessura desses folhelhos pode ter levado centenas ou até milhares de anos para ser depositado.

Como que em oposição a esse monótono registro do dia-a-dia, são frequentes na formação rochas calcárias apresentando feições características de

eventos episódicos de tempestades (*i.e.* tempestitos), os quais podem ter se formado em questão de horas. Também são encontrados fósseis de répteis mesossaurídeos e crustáceos pigocefalomorfos cujas condições tafonômicas refletem eventos de mortalidade em massa, provavelmente relacionados a grandes tempestades (Lavina *et al.*, 1991; Soares, 2003; Grings *et al.*, 2011; Matos *et al.*, 2013).

Logo, o estudo desta formação nos ajuda a compreender melhor estas “catástrofes” ocorridas no passado, além de permitir reconstituições mais precisas do paleoclima e da vida pretérita do Rio Grande do Sul, quando este ainda fazia parte do supercontinente Gondwana.

1.2. Caracterização do Problema

São poucos as áreas aflorantes da Formação Irati no Rio Grande do Sul. Dentre estes poucos, apenas o Afloramento Passo São Borja foi descrito como apresentando evidências sedimentares e tafonômicas da ação de tempestades (Lavina, 1991; Soares, 2003; Matos *et al.*, 2013). Porém, concentrações fósseis foram reportadas na literatura em outros afloramentos da formação (*e.g.* Rösler, 1970), porém sem alusão alguma a feições associadas à tempestades. Sendo estas inferidas tempestades de tão grande magnitude (Lavina *et al.*, 1991), seria de se esperar que seus efeitos fossem observados em outros locais do estado, além do afloramento Passo São Borja.

1.3. Hipótese de Trabalho

Grandes tempestades ocorreram no Mar Whitehill-Irati durante o Período Artinskiano (Permiano inferior), e abrangiam toda a área que hoje compreende o Rio Grande do Sul. Portanto, evidências sedimentares e tafonômicas destas devem ser encontradas em outros afloramentos fossilíferos da Formação Irati dentro do estado, além do Passo São Borja.

1.4. Objetivos

Realizar um estudo da Formação Irati no estado do Rio Grande do Sul, através da utilização de métodos estratigráficos diretos e análises laboratoriais, além de análise tafonômica, a fim de testar em afloramentos fossilíferos os modelos tafonômicos e paleoambientais, baseados na ação de tempestades, já propostos para esta unidade.

1.4.1. *Objetivos específicos*

- (1) Revisitar afloramentos da Formação Irati descritos na literatura;
- (2) Prospectar novos afloramentos;
- (3) Realizar análise faciológica dos afloramentos selecionados;
- (4) Realizar análise tafonômica do conteúdo fossilífero (mesossaurídeos e/ou pigocefalomorfos);
- (5) Descrever a petrografia dos níveis considerados pertinentes;
- (5) Realizar uma interpretação paleoambiental dos afloramentos estudados;
- (7) Testar os modelos já propostos por outros autores relativos ao paleoambiente e à tafonomia da Formação Irati no Rio Grande do Sul.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1. Mecanismos de ação de tempestades

Um evento de tempestade afeta a sedimentação marinha transferindo a energia do vento para a coluna d'água na forma de ondas, e então para os sedimentos no fundo através de correntes, modificando drasticamente as condições deposicionais (Dott, 1983; Brett & Seilacher, 1991). Segundo Swift *et al.* (1983), as correntes atuantes durante um evento de tempestade são correntes oscilatórias, e correntes geostrópicas de fundo. Os mecanismos de formação destas correntes estão ilustrados na figura 1. As correntes oscilatórias são ge-

radas pelo movimento circular das ondas, o qual se torna elíptico ao adentrar águas rasas, o que por sua vez se torna um movimento oscilatório no leito. Durante uma tempestade, a energia das ondas aumenta consideravelmente, o que amplia sua capacidade de ação na coluna d'água, em direção ao fundo, ou seja, rebaixando o nível de base de ação das ondas (Plint, 2010). Deste modo, as ondas lançam sedimentos mais grossos onde antes (em condições do dia-a-dia) havia apenas deposição de finos, o que define o *shoreface* inferior (Nichols, 2009).

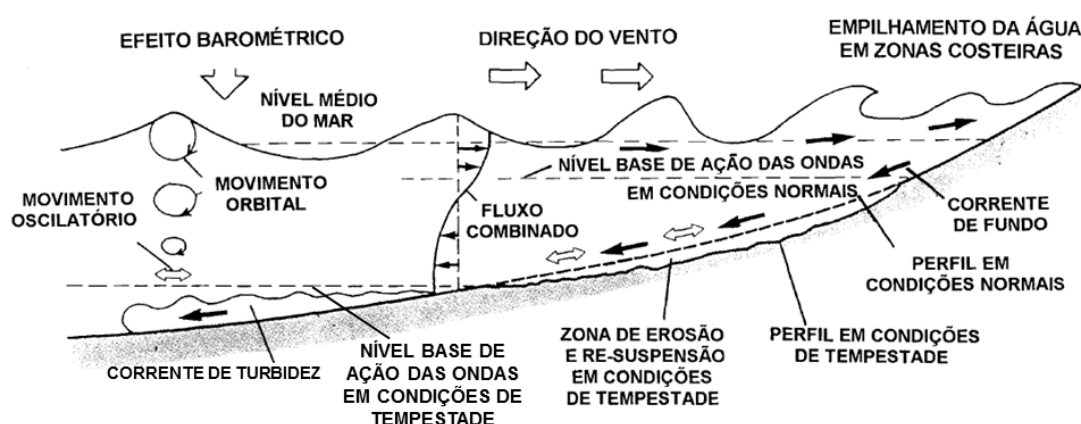


Figura 1. Principais processos atuantes durante uma tempestade, segundo Einsele (1992). Modificado de Soares (1996).

Correntes geostróficas de fundo se formam quando ventos de tempestade atritam a superfície da água, fazendo-a acumular-se sobre a costa (invasão costeira, *storm surge*). A superfície do mar, então, elevada cria um gradiente de pressão, o que gera uma corrente de relaxamento na direção de costa-afora. Esta corrente é então desviada para a esquerda (no hemisfério sul; para a direita no hemisfério norte) pela Força de Coriolis (fig. 2). Deste modo, esta corrente geostrófica se move obliquamente na direção de costa-afora, sendo mais perpendicular quanto maior for o gradiente hidráulico (Plint, 2010).

A atuação simultânea destas duas correntes – unidirecional (geostrófica) e oscilatória – gera o que é chamado de fluxo combinado. Este irá imprimir nos sedimentos respostas específicas, as quais irão variar conforme a intensidade

relativa das correntes unidirecional (geostrópica) e oscilatória (Myrow & Southard, 1996; Dumas & Arnott, 2006).

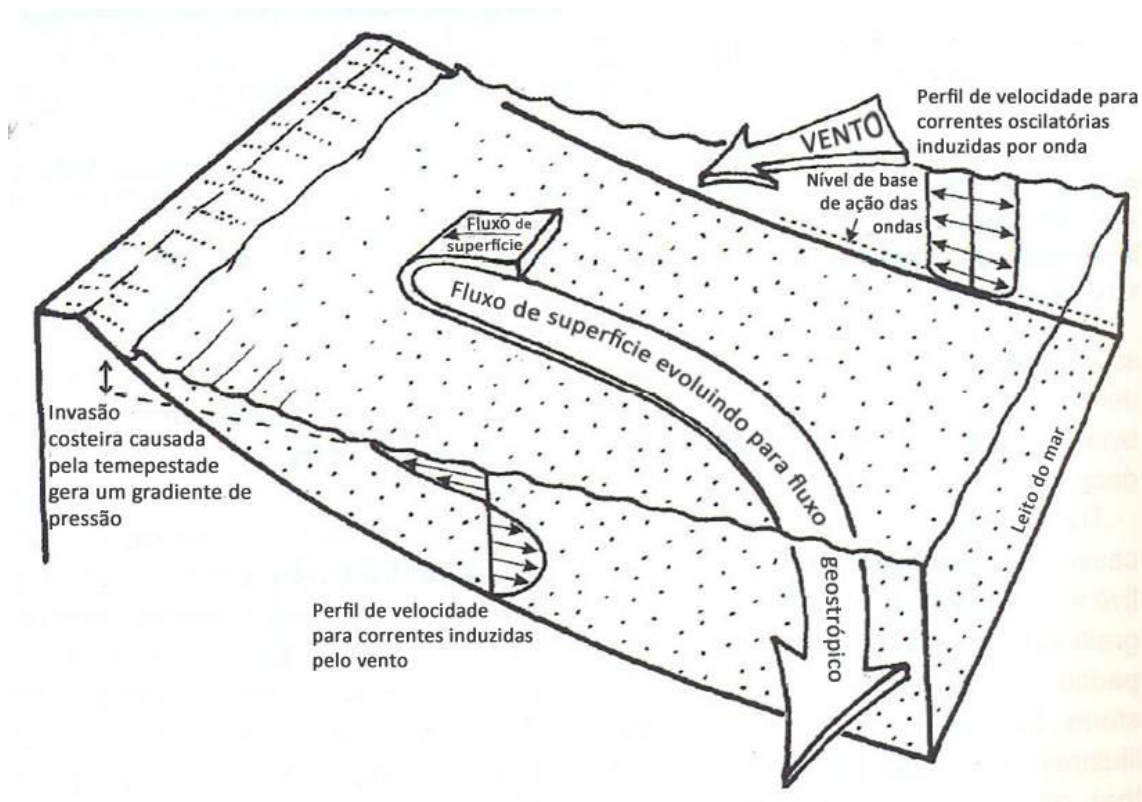


Figura 2. Fluxo de relaxamento perpendicular à costa causado pelo gradiente hidráulico é defletido pela Força de Coriolis, evoluindo para um fluxo geostrópico progressivamente mais paralelo à costa. Fonte: modificado de Plint (2010).

Myrow & Southard (1996) destacam a influência da gravidade em depósitos de tempestade, de modo que a carga posta em suspensão pelos fluxos combinados pode gerar fluxos de densidade, mesmo em ambientes plataformais, também influenciando a resposta do fundo, a qual se traduz em estruturas características.

2.2. Estruturas sedimentares geradas por tempestades

Tempestitos (*sensu* Ager, 1974) são associações de fácies geradas por um evento de tempestade (“leitos de tempestade”, *storm beds*) em ambiente marinho raso (Seilacher, 1982; Nummedal, 1991; Plint, 2010). Pode também ser definido como assinaturas sedimentológicas geradas por tempestades (Seila-

cher & Aigner, 1991). Existe uma série de estruturas/feições sedimentares interpretadas como produto de tempestades que podem caracterizar um tempestito, as quais são comentadas a seguir.

A **Estratificação Cruzada *Hummocky* (ECH)**¹, que foi primeiramente descrita por Gilbert (1899 *apud* Duke, 1985) e então proposta por Harms *et al.* (1975), é a melhor indicação da influência de tempestades em sequências sedimentares antigas (Duke, 1985). Uma esquematização de sua morfologia, a qual será detalhada a seguir, se encontra na figura 3.

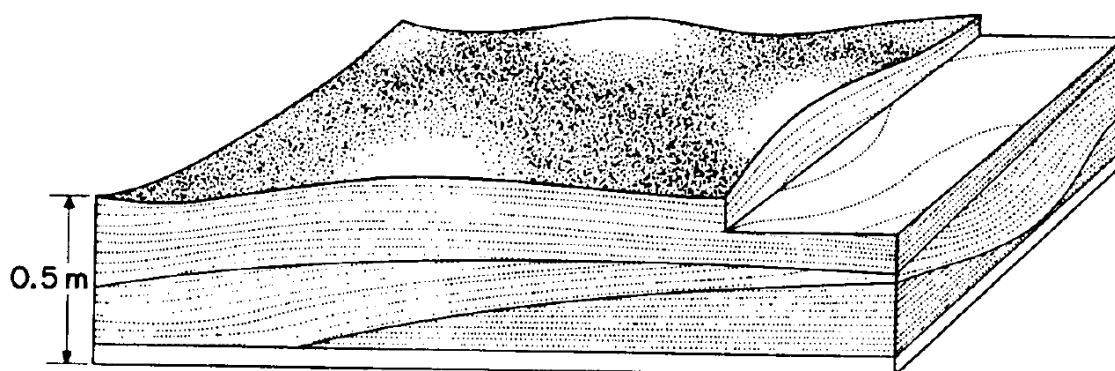


Figura 3. Blocodiagrama caracterizando a Estratificação Cruzada *Hummocky* (ECH), segundo Harms *et al.* (1975). Modificado de Dott & Bourgeois (1982).

Arenitos com Estratificação Cruzada *Hummocky* são caracterizados por laminação cruzada de baixo ângulo, gentilmente curvada. Dentro de camadas individuais, as curvaturas alternam-se em “domos” antiformes (“*hummocks*”), e “bacias” siniformes (“*swales*”). As laminações interagem tanto erosivamente quanto concordantes, sendo os mergulhos dos estratos e truncamentos na grande maioria menores que 15°, e sua distribuição espacial é radialmente simétrica.

Dott & Bourgeois (1982) adicionam que apesar de gradação por tamanho de grão entre lâminas individuais não ser característica da estrutura, concentrações de mica e detritos de plantas em muitas lâminas indicam que alguma seleção por forma ocorre.

¹ Em inglês: *Hummocky Cross Stratification*, HCS.

O mecanismo de formação da ECH, e seus agentes causadores foram por muito tempo tema de ávido debate (vide discussão em Lavina, 1991), pois a forma desafiava recriação em laboratório (Duke, 1985), e aqueles que tentassem observar sua formação ao vivo durante uma tempestade provavelmente não poderiam voltar para contar o que viram (Plint, 2010). Os experimentos de Dumas & Arnott (2006) em tanques de túnel de ondas confirmaram as inferências feitas por vários autores (e.g., Swift *et al.*, 1983; Duke, 1985) de que a ECH se forma por efeito de fluxo combinado, com predominância do fluxo oscilatório (>50 cm/s) sobre unidirecional (<10 cm/s). Também chegaram à conclusão de que a ECH é uma forma de leito transicional entre *ripples* simétricas e assimétricas de grande porte, e entre *ripples* assimétricas e estratificação plano-paralela.

Com base nestes experimentos, os referidos autores criaram um modelo de deposição de camadas com ECH, em que estas se formam próximos ao nível de base de ação das ondas de tempestade, onde as correntes geostróficas de fundo (unidirecionais) são mais fracas. Este modelo, ilustrado na figura 4, explica também o motivo de depósitos com ECH serem tão comuns no registro geológico, apesar de serem formas de leito transitacionais (não uma “forma de leito definida”; Plint, 2010): estes se formam onde o potencial de preservação é maior e, adicionalmente, uma nova tempestade deverá ter magnitude igual ou maior para erodir os estratos previamente depositados.

É comum sucessões de *shoreface* com ECH gradarem para arenitos com **Estratificação Cruzada Swaley (ECS)**², sendo esta também uma estrutura primária, característica da ação de tempestades em ambiente marinho raso (Leckie & Walker, 1982 *apud* Dumas & Arnott, 2006).

Plint (2010) caracteriza a ECS como laminações finas gentilmente ondulantes, com “bacias” (*swales*) circulares preenchidas com sets de lâminas que se aplainam para o topo (fig. 5). Esta se forma por processo semelhante à ECH (fig. 4), porém a predominância de bacias erosionais ao invés de domos construtivos se deve à posição mais rasa, de modo que a taxa de agitação é menor, e erosão mais frequente.

² Em inglês: *Swaley Cross Stratification* (SCS).

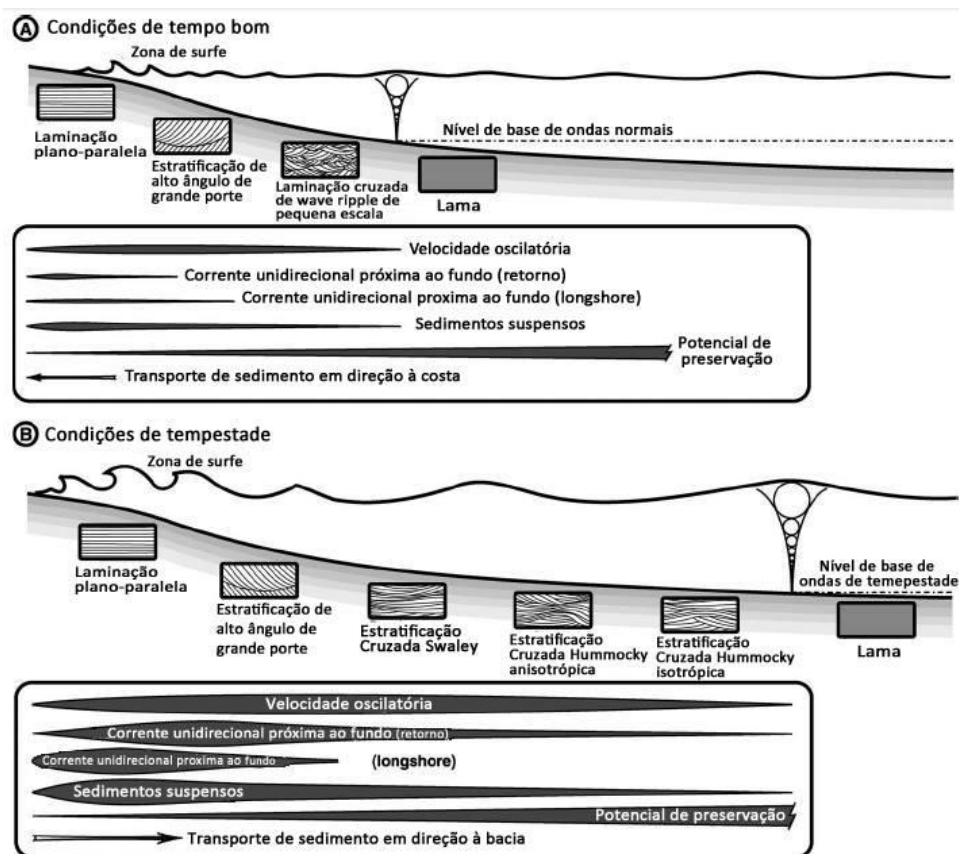


Figura 4. Modelo de Formação de Estratificação Cruzada *Hummocky* e Estratificação Cruzada *Swaley*, entre outras estruturas em um *Shoreface*, relacionando profundidade e influência das correntes atuantes às estruturas geradas. Modificado de Dumas & Arnott (2006).

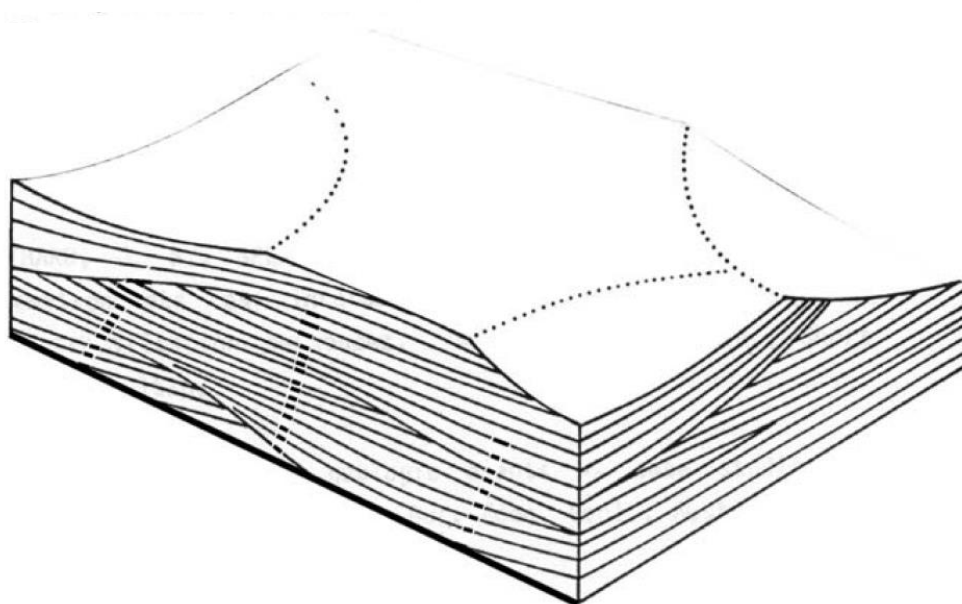


Figura 5. Esquematização da morfologia da Estratificação Cruzada *Swaley* (ECS). Modificado de Dumas & Arnott (2006)

Em correntes de menor velocidade, as formas de leito estáveis são **ripples de fluxo combinado**. Estas se caracterizam por ter a forma exterior simétrica, gerada pelos fluxos oscilatórios, e laminação interna unidirecional, por vezes truncada, gerada pela corrente unidirecional de fundo, havendo algumas variações possíveis (Dumas & Arnott, 2006; Plint, 2010), esquematizadas na figura 6.

Quando o componente unidirecional do fluxo combinado é grande (>10 cm/s), as formas de leito estáveis são **dunas**, as quais são características de *shoreface* superior. Chamadas de *megaripples* e *sandwaves* na literatura antiga, têm forma 3D, e podem atingir espaçamentos de centenas de metros e altura de alguns metros durante tempestades (Plint, 2010).

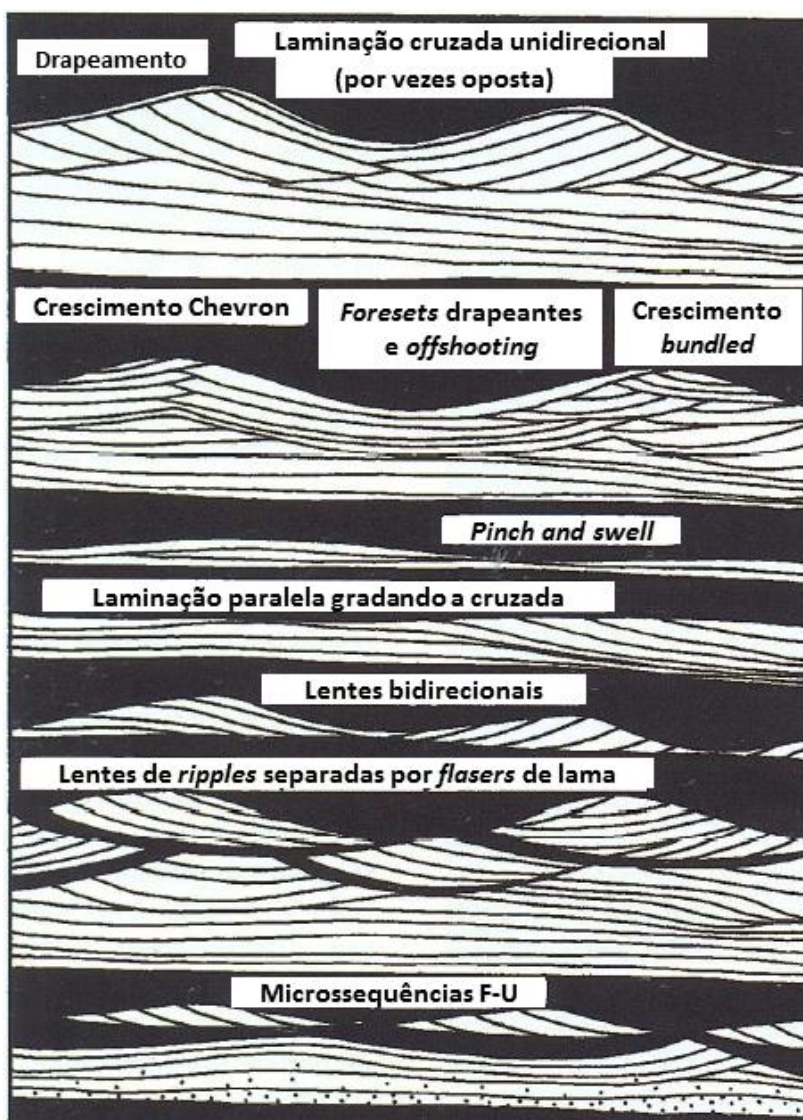


Figura 6. Ilustrações de estruturas internas de *Ripples* de fluxo combinado. Modificado de Plint (2010).

Além de formas de leito, são características dos depósitos de tempestade estruturas e superfícies erosivas devido ao incremento súbito de energia no sistema (Seilacher & Aigner, 1991), como *gutter casts* e *lags* basais.

Gutter casts são estruturas de corte e preenchimento, geralmente encontradas em pelitos e preenchidas com silte ou areia, ECH ou *ripples* como preenchimento interno. Myrow (1992) as interpreta como sendo geradas por correntes geostróficas de fundo, não sendo necessariamente o mesmo evento que gera e preenche a feição. Têm forma normalmente em “U” ou “V”, com dimensões normalmente entre 2 e 50 cm (exemplos maiores não são incomuns), como ilustrado na figura 7. Podem ocorrer na base de sucessões de tempestades, ou isoladas em meio à lama. Obedecendo às orientações dos fluxos geostróficos que as geram, tendem a ser perpendiculares à costa quando mais proximais (onde o gradiente hidráulico é maior) e paralelos quando mais distais (onde a Força de Coriolis passa a ser mais influente). Ocorrem desde regiões muito proximais, até abaixo do nível de ação das ondas de tempestade (*offshore*). A *gutter cast* se forma uma vez que o fluxo de relaxamento tende a canalizar-se em direção ao *shoreface* inferior (Brett & Seilacher, 1991), como idealizado na figura 8.

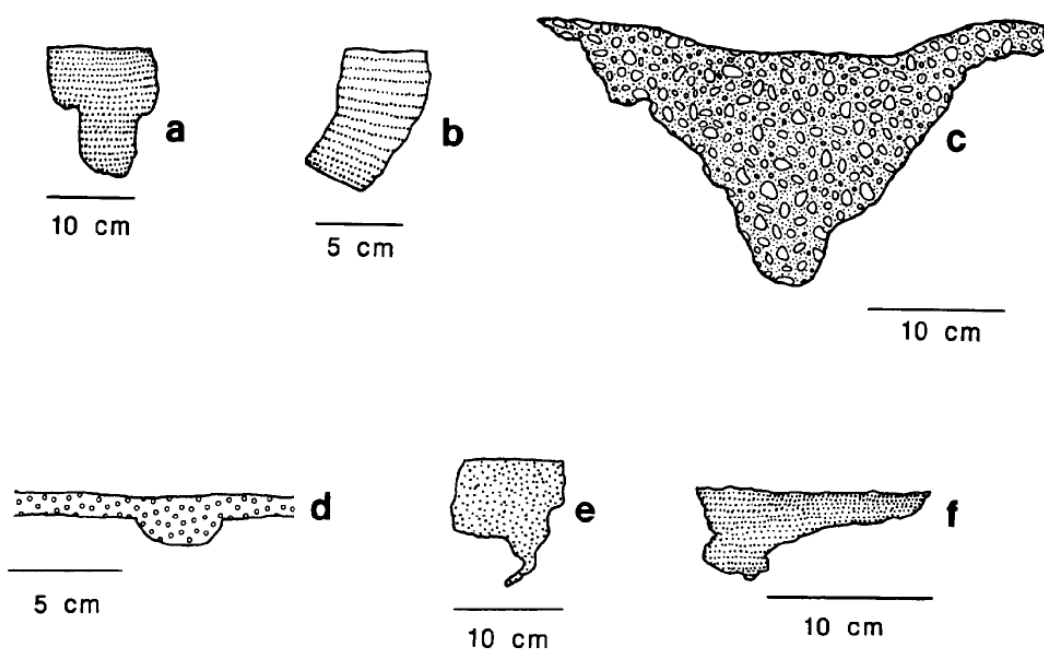


Figura 7. Desenhos esquemáticos de *gutter casts* em corte transversal. Retirado de Myrow (1992).

Lags basais, com seixos, conchas, e intraclastos são comuns, evidenciando o caráter erosivo e autofágico do sistema, provocado pelo aumento e posterior diminuição de energia do evento gerador, de modo que eventos subsequentes podem erodir e retrabalhar os anteriores (Dott & Bourgeois, 1982; Aigner, 1982).

Feições sedimentares são resultado não apenas do tipo de fluxo atuante, mas também do tipo de sedimento disponível. Deste modo, tempestitos calcáreos apresentam algumas feições específicas (Seilacher & Aigner, 1991), descritas a seguir.

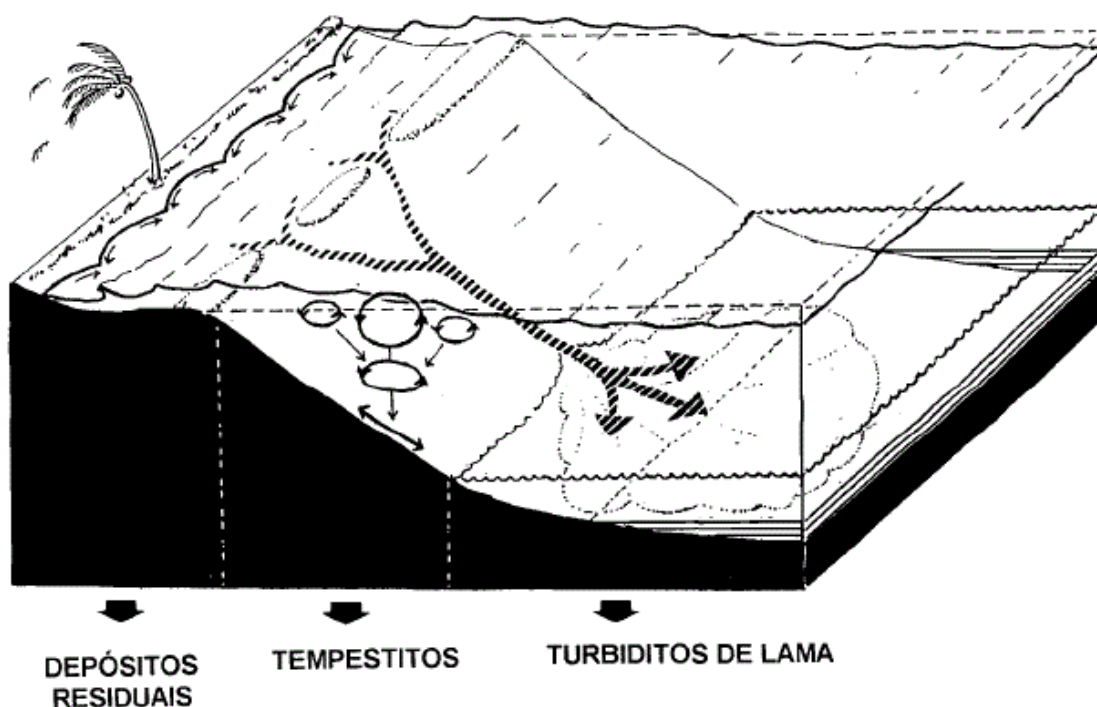


Figura 8. Idealização de fluxos de tempestade (oscilatório e de relaxamento, sem adição da Força de Coriolis). O fluxo de relaxamento tende a canalizar-se, assim como fazem as correntes de retorno (*rip currents*) durante condições de tempo bom (*fairweather*). Distalmente, podem formar correntes de turbidez. Fonte: Einsele & Seilacher (1991), modificado por Soares (1996).

Brechas intraformacionais se formam quando sedimentos parcialmente cimentados são destruídos por um evento subsequente. Têm caracteristicamente grãos angulosos, com tamanhos de grão muito grandes (frequentemente

chegando a bloco), e a matriz apresenta a mesma composição dos clastos. Quanto maior o transporte, menor será o tamanho dos clastos, e a razão clasto/matriz (Aigner, 1982; Sepkoski, 1982).

Acumulações fossilíferas, em especial **coquinas** (*shell beds*) são extremamente comuns (e.g., Aigner, 1982; Einsele & Seilacher, 1982; Kidwell, 1986; Brett & Seilacher, 1991; Zhou *et al.*, 2011; Matos, *et al.*, 2013). Estas possibilitam diversas considerações tafonômicas (e.g., Speyer & Brett, 1986, 1988). Este tópico será melhor desenvolvido no decorrer do presente trabalho (ver seção 2.5).

2.3. Modelos

Dott (1983) apresenta como o reconhecimento da Estratificação Cruzada *Hummocky* e seu significado sedimentológico de tempestades atuando no *shoeface* inferior foram decisivos para o conceito de sedimentação episódica. Em adição, o reconhecimento de suas estruturas associadas gerou a possibilidade de vários autores criarem modelos idealizados sobre a resposta dos sedimentos de fundo a um evento de tempestade (e.g., Dott & Bourgeois, 1982; Duke, 1985), similarmente ao turbidito idealizado de Bouma (1962). Após a apresentação dos primeiros modelos gerais, vários autores criaram modelos de fácies de tempestitos locais, para sua determinada bacia de trabalho (e.g., Sami & Desrochers, 1992; Zhou *et al.*, 2011).

A seguir, serão apresentados alguns modelos clássicos e modernos, gerais e específicos, os quais foram considerados mais pertinentes para o presente trabalho, e serão usados como guias para interpretações.

Dott & Bourgeois (1982) apresentaram uma “sequência idealizada para estratificação *hummocky*”, inspirada na sequência de Bouma para turbiditos. Esta sequência se baseou em vários estudos, mas em especial nos exemplos do Eoceno em *Coos Bay*, Oregon, EUA, e foi subsequentemente utilizada como base para outros modelos (e.g., Dott, 1985; Zhou *et al.*, 2011). A figura 9 ilustra a sequência idealizada referida. Esta se inicia com um contato basal abrupto e erosivo, podendo haver *lags* de seixos, bioclastos, ou intraclastos. Este, por ser

o início da sequência, é referido como um “limite de primeira ordem”. Acima desta superfície se encontra “zona H” (“*hummocky zone*”), onde ocorrem as Estratificações Cruzadas *Hummocky*. Sets de ECH são delimitados por “limites de segunda ordem”, enquanto a superfície de cada lâmina individual é um “limite de terceira ordem”. O grau de seleção nas lâminas é moderado a bom, havendo uma tendência para concentração de mica e restos de plantas no topo das lâminas. A gradação se torna mais óbvia quando há elementos esqueletais (Kreisa, 1981). Seguindo a zona H ocorre a “zona F” (“*flat laminae zone*”), caracterizada pelo amalgamento das *hummockys* e preenchimento das sinformes (*swales*) por lâminas que se tornam plano-paralelas para cima. Estas feições viriam a ser denominadas por Leckie & Walker (1982) de Estratificação Cruzada *Swaley* (ver seção 2.2). A “zona X” (“*cross laminae zone*”) é caracterizada por *ripples* de fluxo combinado, representando condições avançadas de desaceleração do fluxo. Por fim, ocorre a “zona M” (“*mudstone or siltstone zone*”), onde as condições de baixa energia retornam, e novamente a deposição passa a ser por assentamento gravitacional, com pouca ou nenhuma influência de fluxo. Os autores consideram que essa zona pode ser incluída dentro da sequência ideal, representando um limite de primeira ordem, somente se não houver um contato abrupto entre estes sedimentos e a camada abaixo. Neste caso, o limite deve ser posto no contato.

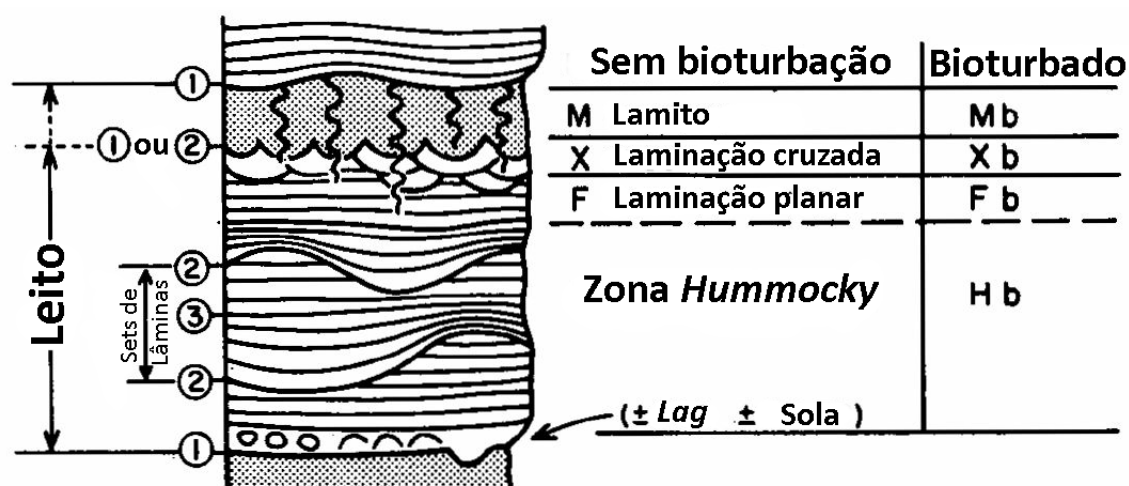


Figura 9. Sequência *Hummocky* idealizada mostrando notação sugerida de suas zonas constituintes. Nota-se a distinção de camadas *hummocky* (H) e sets de lâminas (L-set) e a ordem hierárquica de superfícies (números), explicados no texto. Bioturbação pode obliterar o topo ou até a sequência inteira. Modificado de Dott & Bourgeois (1982).

Seguinte à descrição da sequência ideal, Dott & Bourgeois (1982) passam a discutir as possíveis variações observadas em campo. A mais comum é a ausência das zonas X e M, por erosão subsequente, e amalgamação por vários metros da zona H, em especial por bioturbação. Bioturbação pode afetar todas as zonas. Ao final, criam um modelo contínuo de variação da sucessão ideal por vários fatores, como ilustrado na figura 10.

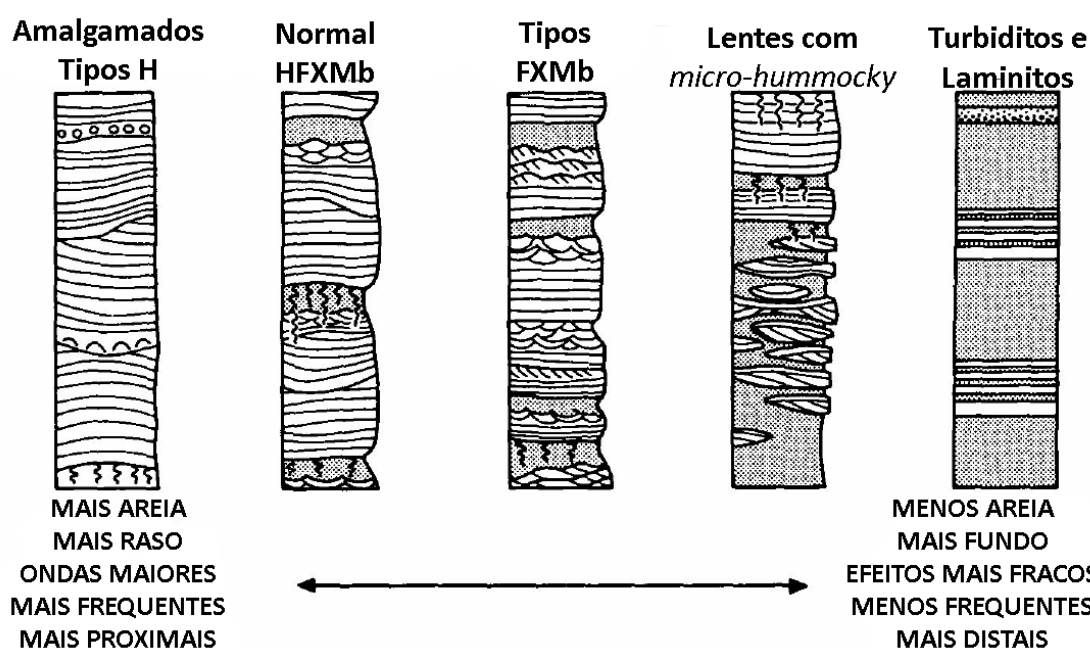


Figura 10. Variações da sequência *hummocky* por um contínuo de fatores possíveis. Modificado de Dott & Bourgeois (1982).

Duke (1985) modifica o modelo anterior adicionando duas divisões inferiores a sequência: B e P (fig. 11). Neste, a divisão “B” (“*basal division*”) pode se apresentar de algumas maneiras: contato abrupto; marcas basais direcionais orientadas; *lag* basal de seixos, conchas, ou intraclastos de lama; zona basal com gradação ou aparentemente maciça. A divisão “P” (“*planar parallel lamination*”) apresenta laminação plano-paralela, representando regime de fluxo superior.

Duke (1985) atribui à formação destas divisões inferiores à ação de uma corrente unidirecional poderosa, que ao enfraquecer permite o registro do fluxo oscilatório (passando pela forma transicional, a ECH).

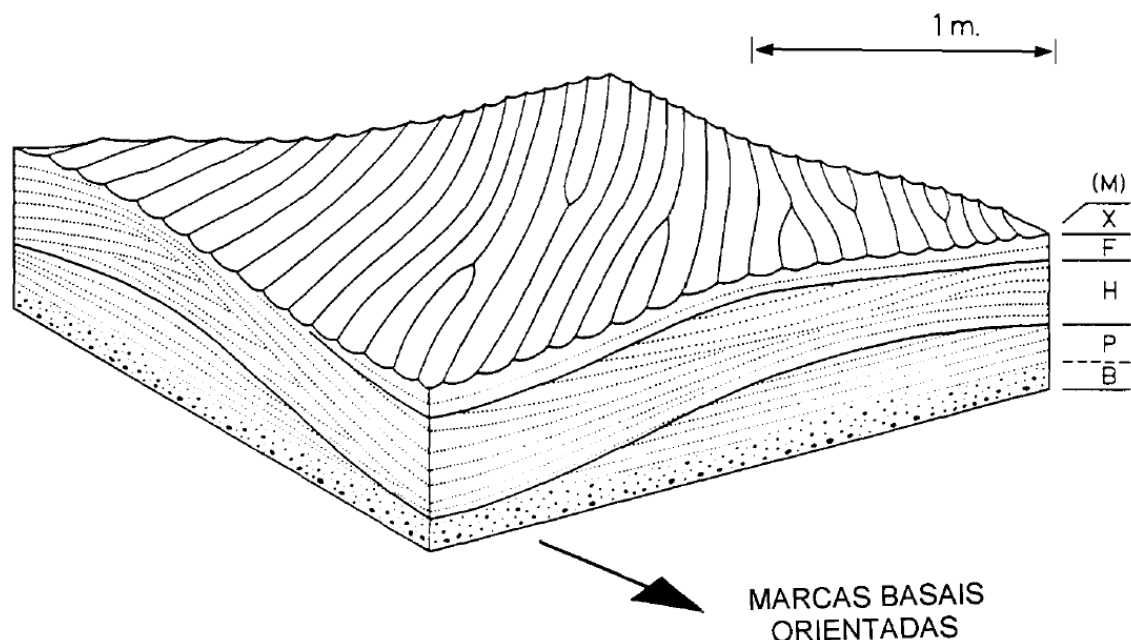


Figura 11. Bloco diagrama ilustrando características morfológicas principais da ECH. As letras referem-se à sequência ideal discutida no texto. Segundo Duke (1985), modificado por Soares (1996).

Plint (2010) apresenta um “leito de tempestade idealizado” (fig. 12A). Este modelo já incorpora os conhecimentos experimentais de Dumas & Arnott (2006) (apresentado na seção 2.2) e, portanto, já relaciona com maior precisão a resposta do sedimento de fundo às variações de correntes. Adicionalmente, apresenta uma sucessão vertical de estruturas para um evento de tempestade atuando em sedimentos mais grossos (fig. 12B).

O evento se inicia com o estabelecimento de um fluxo combinado de alta energia, o qual põe sedimentos em suspensão e erode o leito pelítico, criando marcas erosivas, *gutter casts*, *lags*, e intraclastos. Quando a tempestade começa a enfraquecer, areia em estratificação plano-paralela é depositada, e com a progressiva diminuição da energia, a forma de leito evolui para ECH, primeiramente anisotrópica pelo efeito da corrente geostrópica unidirecional, e então isotrópica. Finalmente, o topo dos estratos com ECH é trabalhado em *ripples*

de onda em regime de fluxo inferior. Segue sedimentação de lama referente às condições normais de deposição.

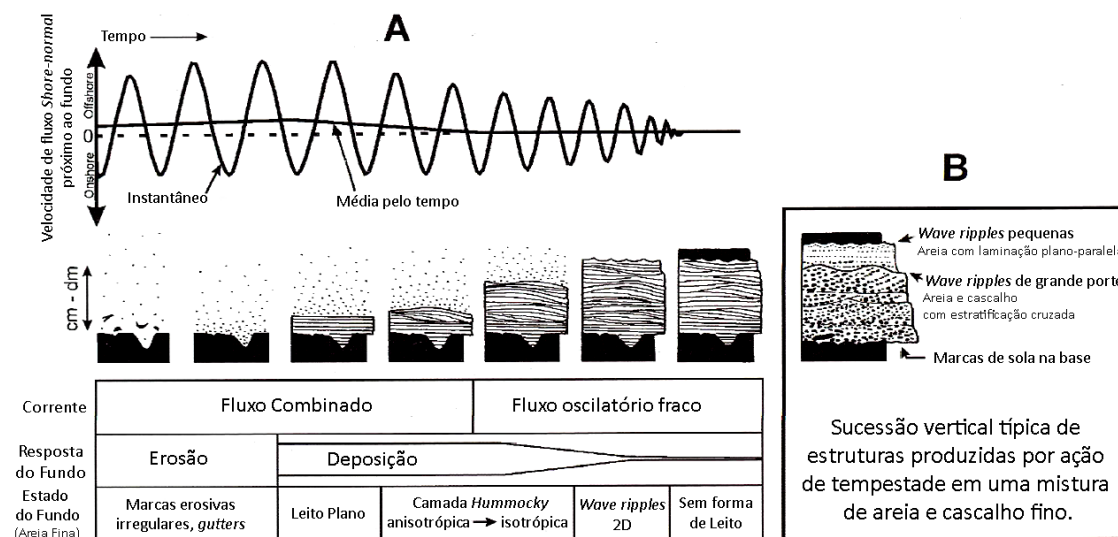


Figura 12. Desenvolvimento de um leito de tempestade idealizado em arenito fino resultante de um fluxo combinado de tempestade. B. Resultado dos mesmos processos em substrato compreendendo areia e cascalho fino. Modificado de Plint (2010).

Tempestitos em ambientes carbonáticos apresentam algumas características diferentes dos siliciclásticos, e por fatores como cimentação, diferentes partículas esqueléticas de organismos, e fauna bentônica (Brett & Seilacher, 1991). Assim, alguns modelos foram propostos para este tipo de tempestito.

Aigner (1982) criou uma sequência de tempestito idealizado, baseado em estudos do nos calcários *Muschelkalk* do Triássico Médio, sudoeste da Alemanha, ilustrado na figura 13. Sua sequência corresponde aproximadamente à Sequência de Bouma, exceto pelo topo com *ripples* de onda. O autor salienta que como a laminação plano-paralela grada para laminação de *ripples*, estas são resultado do mesmo evento, e não de retrabalhamento subsequente. Além disso, observou que um tempestito grada distalmente para mais de uma camada de granulometria mais fina, com menor quantidade de bioclastos. Apresenta, então, um “modelo de proximidade” fig 14. Deste modo, os tempestitos proximais seriam caracterizados por calcirruditos e calcarenitos mais grossos, apresentando pouca lama, e grande quantidade de bioclastos.


	FORMA DE LEITO	REGIME DE FLUXO	TAXA DE SEDIMENTAÇÃO
	divisão pelítica	fluxo laminar	muito baixa
	<i>wave ripples</i>	regime de baixa energia	baixa a moderada
	laminação plano paralela	regime de alta energia	alta
	graduação normal	redeposição de sedimentos detriticos em suspensão	muito alta
	contato erosional		
	sedimentação de fundo pelítico		muito baixa

Figura 13. Sequência tempestítica idealizada. Modificado de Aigner (1982).

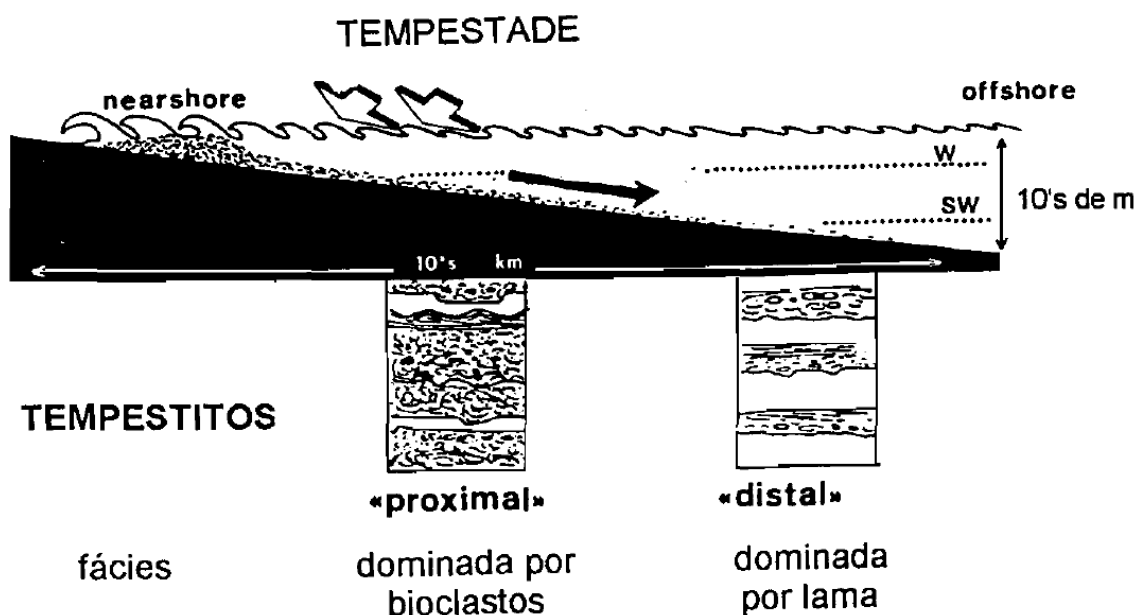


Figura 14. Modelo demonstrando mudanças laterais de fácies de tempestitos, de acordo com o aumento da profundidade e distância da costa. Segundo Aigner (1982), modificado por Soares (1996).

Tempestitos distais se formam quando sedimentos mais finos (geralmente tamanho argila) são transportados além do nível de base das ondas de tem-

pestade. Podem ser transportados pela ação de correntes de fundo (Seilacher & Aigner, 1991), ou por fluxo gravitacional, caso a carga de sedimentos em suspensão seja suficiente (Myrow & Southard, 1996). Brett e Seilacher (1991) adicionam que as correntes geostróficas tendem a canalizar-se em direção à bacia (fig. 8).

Em um exemplo mais moderno, Zhou *et al.* (2011) observaram o que julgaram ser o “a sequência de tempestade mais completa preservada”, em depósitos cambrianos da Formação Gushan, parte oriental do Cráton do Norte da China. A sequência compreende seis unidades: Sa – Sf, as quais registrariam um único evento de tempestade (fig. 15). Quais sejam:

Sa: base abrupta e convexa, depósitos de lag consistindo em seixos, fragmentos de trilobita, e fósseis-traço incluindo *Thalassinoides*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Treptichnus*, e *Phycodes*, os quais pertencem à Icnofácies *Cruziana*.

Sb: laminação plano-paralela, sem estruturas sedimentares biogênicas.

Sc: calcarenitos com matriz ou lamito, com estruturas de escape, *load casts*, por vezes contendo fósseis-traço *Palaophycus* e *Planolites*.

Sd: o topo agitado do leito de tempestade, contendo elementos principais da icnofácies *Skolithos*, *Skolithos* e *Diplocateiron*; ocasionalmente estruturas de perfurações na superfície.

Se: camada de detritos de trilobita densamente empacotados, 1–10 mm de espessura.

Sf: folhelhos e margas.

Nota-se a importância dada pelos autores às icnofácies, de modo que na representação da unidade basal (Sa), dão preferência a estas estruturas, ao invés de estruturas sedimentares.

Assim como Dott & Bourgeois (1982), Zhou *et al.* (2011) comentam que a seção completa é a menos comum.

Outros autores igualmente apontam que Icnofósseis são extremamente comuns em depósitos episódicos (Brett & Baird, 1991; Kidwell, 1991; Plint,

2010). Pemberton & MacEachern (1997; *apud* Zhou *et al.*, 2011) resumiram, inclusive, uma sucessão icnológica geral, típica de tempestitos.

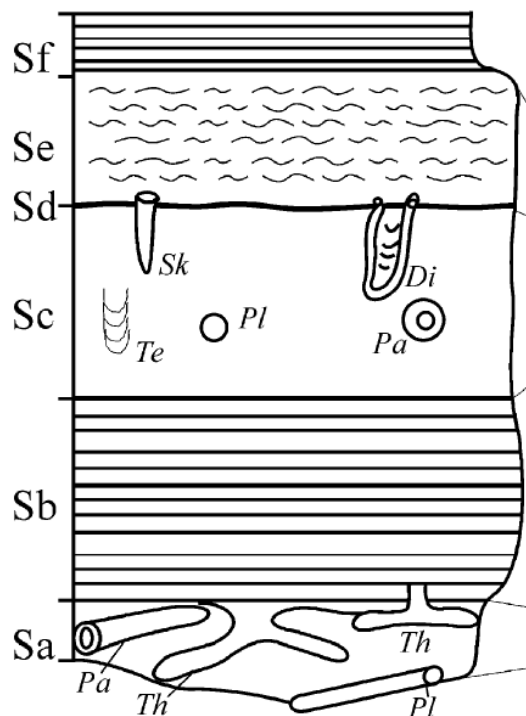


Figura 15. Sequência gerada por tempestade idealizada reconstruída a partir dos calcários da Formação Gushan, Cráton do Norte da China. Unidades explicadas no texto. Modificado de Zhou *et al.* (2011).

2.4. Natureza das tempestades

Lavina (1991) apresenta uma ampla discussão sobre as inferências acerca da natureza dos eventos geradores de Estratificação Cruzada *Hummocky* e, conseqüentemente, tempestitos.

Os eventos capazes de gerar tempestades de tamanha energia, de que temos conhecimento, são furacões e tempestades de inverno (Kreisa, 1981; Duke, 1985; Lavina, 1991; Plint, 2010). Atualmente, reconhece-se que ambos os processos tem capacidade de gerar ECH (Plint, 2010). Porém, tempestades atuais gerariam *hummockys* de comprimento de onda ao redor de 1 m (Lavina *et al.*, 1991), enquanto que no registro geológico é possível encontrar *hummockys* com comprimento de onda de até 10 m (Della Fávera, 1990).

Tal discrepância pode ser explicada pelo conceito de sedimentação episódica. Hsü (1989) apresenta a relação inversa entre magnitude e frequência de

um evento. Deste modo, um evento catastrófico, como uma tempestade gigante, será extremamente raro para padrões humanos (*i.e.* não observado na escala de tempo humana), porém quase certo de ocorrer no tempo geológico.

Duke (1985) denomina como “furacão” ciclones tropicais, os quais se formam durante estações quentes, e atuam em faixas de latitude entre 10° e 45°. Ciclones extratropicais se formam em estações frias, sendo referidos como “tempestades intensas de inverno”, e têm atuação entre 35° e 80° de latitude.

2.5. Concentrações fósseis produzidas por tempestades

Concentrações fossilíferas causadas por tempestades podem ser divididas basicamente em proximais (geradas por onda de tempestade) e distais (geradas por fluxo de tempestade) (Simões, *et al.*, 2010).

Concentrações geradas por tempestites proximais têm sua gênese dominada pelo fluxo oscilatório (ondas). Este fluxo tem a capacidade de gerar altos níveis de tensão no fundo (*shear bottom stress*), o que o faz extremamente eficiente em colocar sedimentos em suspensão (Seilacher & Aigner, 1991). Caso hajam fósseis em meio a sedimentos mais finos, estes últimos podem ser transportados pela componente unidirecional após entrarem em suspensão, gerando uma concentração fóssil em *lag*. Estas concentrações tem por característica pouquíssima lama intergranular, intensa incrustação de organismos, escassez de organismos infaunais, e orientação completamente caótica, em planta e em seção (Aigner, 1982; Kreisa & Bambach, 1982; Einsele & Seilacher, 1991; Kidwell, 1991).

Caso os fósseis sejam eficientemente postos em suspensão, serão depositados junto com outros sedimentos na porção laminada do tempestito, estando associados a laminação plano-paralela ou a ECH. A deposição dos fósseis nesta situação se dá entre o pico da tempestade e o começo da *waning phase*, de modo que estes podem ser depositados junto de lama. A disposição dos bioclastos pode ser completamente caótica, ou paralela à laminação em seção. *Shelter pores* e bioturbação por organismos infaunais são comuns (Aigner,

1982; Einsele & Seilacher, 1991; Seilacher & Aigner, 1991; Soares, 2003; Matos *et al.*, 2013).

Fósseis de menor densidade são postos em suspensão junto dos sedimentos finos, sendo depositado ao final do evento, quando a energia já está mais baixa. Apresentam convexidade preferencialmente voltada para cima, devido à decantação, e estarão obviamente depositados junto de lama. Carapaças de artrópodes são especialmente comuns nestes depósitos, devido a sua baixa densidade e forma (Kreisa & Bambach, 1982; Seilacher & Aigner, 1991; Zhou *et al.*, 2011).

Coquinas geradas por estes processos são extremamente comuns, estando entre estas a famosa coquina do chamado *Muschelkalk*, o qual define o Triássico Médio da Alemanha (Aigner, 1982; Holz & Simões, 2002). Há também nesta sucessão um *bonebed*, explicado pela ação de ondas de tempestade (Grenzbonebed; Reif, 1982).

As correntes direcionadas para *offshore* (seção 2.1) podem carregar os elementos esqueletais, gerando sua acumulação, em geral com gradação normal, reflexo da diminuição de velocidade e energia do fluxo. Os depósitos basais, de maior densidade e tamanho de partícula apresentarão empacotamento denso, e disposição caótica em planta e seção, pois os bioclastos em contato impedem a resposta isolada de cada partícula ao fluxo (Brett & Seilacher, 1991; Simões *et al.*, 2000b). Já os bioclastos menos densos serão transportados em uma nuvem de sedimentos, possivelmente pela ação gravitacional. Estes apresentarão empacotamento menos denso, e disposições convexas para cima, ou para baixo, podendo formar *shellter pores*. Por terem sido transportados junto de lama, formarão preferencialmente rochas com matriz (Kreisa & Bambach, 1982; Brett & Seilacher, 1991).

Deste modo, ambos os tipos de concentrações (proximais e distais) apresentam elevado grau de mistura temporal, evidenciado pela presença de vários níveis de abrasão e fragmentação (ossos e conchas de completamente fragmentados a bem preservados), orientação caótica, e em geral empacotamento denso. A diferenciação entre os dois tipos se faz principalmente pela faciologia dos sedimentos associados. Tempestitos distais tenderão a granulometrias

menores, e maior quantidade de matriz, enquanto proximais podem não apresentar matriz (*lags*), tendo em geral granulometrias mais grossas. A matriz dos tempestitos distais também apresentará sinais de transporte. A assembléia fóssil tende a ser alóctone, enquanto de um tempestito proximal tende a ser paraúctone. Icnofácies de águas rasas e/ou águas profundas associadas podem ajudar nesta identificação.

Adicionalmente, um tipo especial de depósito associado pode ser gerado. A nuvem de lama posta em suspensão pode surpreender organismos bentônicos e asfixiar organismos nectônicos, causando eventos de mortalidade em massa com soterramento instantâneo, chamados *obrutition deposits* (Holz & Simões, 2002). Brett & Seilacher (1991) explicam vários *fóssil-lagerstätten*³ famosos da Alemanha por este processo.

2.6. Contexto geológico, paleontológico, e paleoambiental

2.6.1. A Formação Irati

Foco deste estudo, a Formação Irati foi definida por White (1908) e sempre atraiu atenção por seu notório conteúdo fossilífero e por seus folhelhos betuminosos, facilmente distinguíveis em várias localidades do Brasil, no âmbito da Bacia do Paraná.

A Bacia do Paraná é uma extensa depressão preenchida por rochas sedimentares e magmáticas, localizada no centro-leste da América do Sul. Apresenta forma ovalada, tendo o eixo maior de orientação aproximadamente N-S, e compreende uma área de cerca de 1,5 milhão de quilômetros quadrados (Milani *et al.*, 2007). Esta área estende-se pelo Brasil (1.000.000 km²), Argentina (400.000 km²), Uruguai (100.000 km²), e Paraguai (100.000 km²) (Schneider *et al.*, 1974), chegando a uma espessura máxima de aproximadamente 7 mil me-

³ Corpos de rocha que apresentam preservações excepcionais de fósseis (Brett & Seilacher, 1991).

tros (Milani *et al.*, 2007). Sua localização, e unidades aflorantes no Rio Grande do Sul, estão ilustrados na figura 16.

A Formação Irati é a unidade basal do Grupo Passa Dois, dentro da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná (fig. 17). O grupo representa a fase regressiva desta sequência de segunda ordem, após o máximo transgressivo durante a Formação Palermo, imediatamente inferior (Milani, 1997). É aflorante no Brasil nos estados de Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, e Rio Grande do Sul, apresentando a forma de um grande “S” (fig. 18).

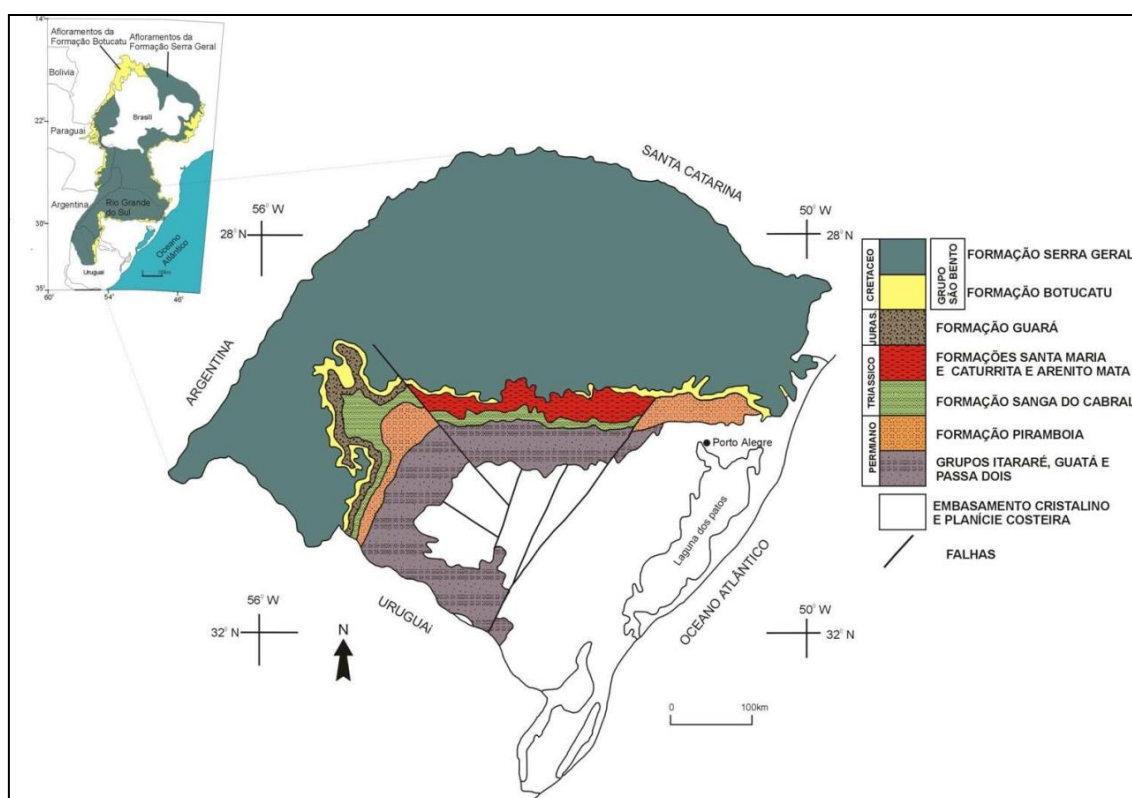


Figura 16. Localização da Bacia do Paraná na América do Sul, e detalhe de suas unidades pertencentes aflorantes no Rio Grande do Sul. Retirado de Horn (2010).

Santos *et al.* (2006), com base no método de datação por zircão U-Pb SHRIMP obteve a idade de 278.4 Ma para a base da Formação Irati, a qual se insere dentro da biozona *Lueckisporites virkkiae*, posicionando-a no Artinskiano médio a superior.

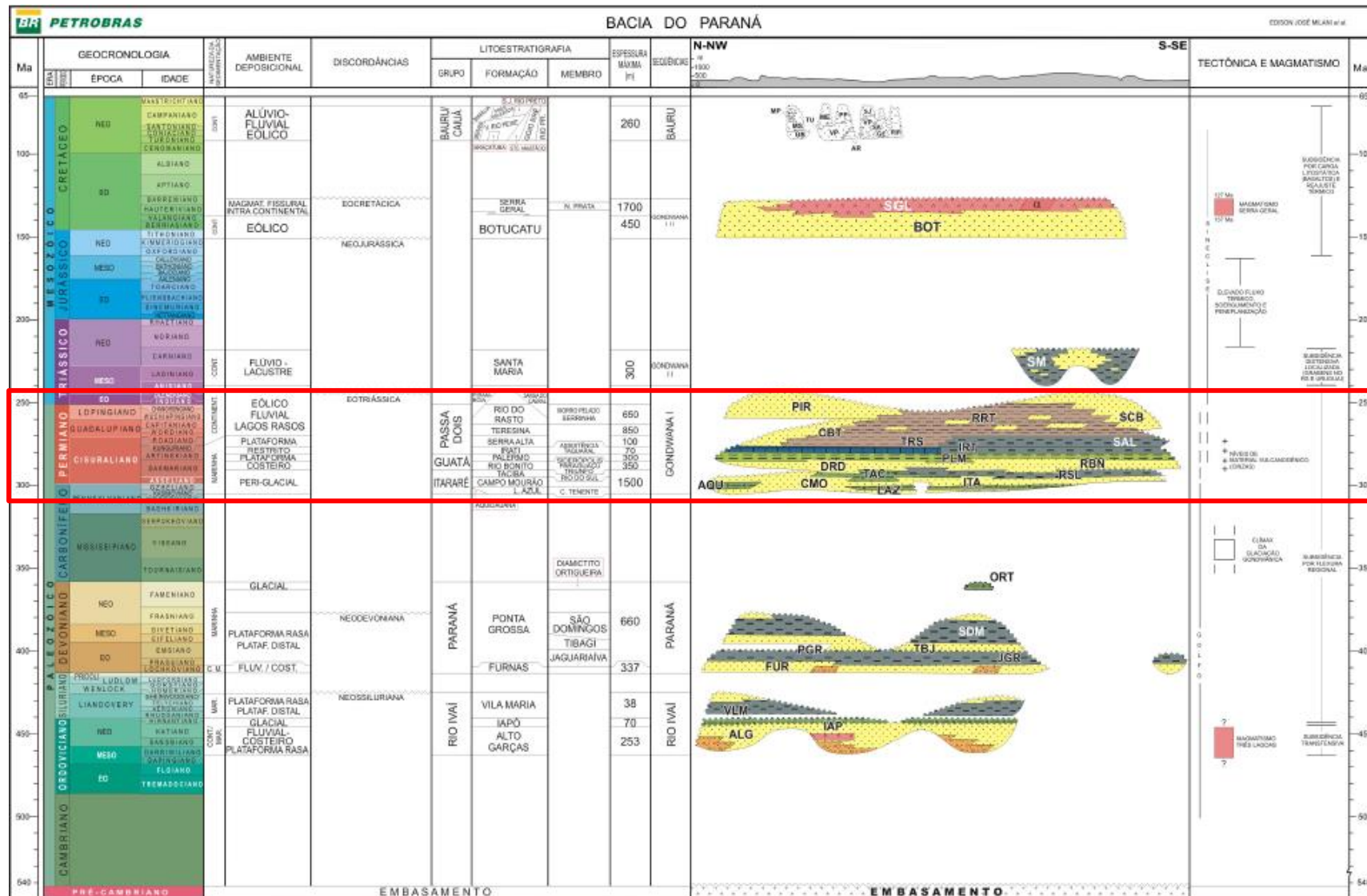


Figura 17. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, ressaltando a Supersequência Gondwana I, da qual faz parte o Grupo Passa Dois, e a Formação Irati. Fonte: modificado de Milani *et al.* (2007).

No Uruguai, a Formação Irati é denominada Formação Mangrullo (Delaney & Goñi, 1963). Na Argentina, onde a bacia recebe a denominação de Bacia do Chaco-Paraná, os estratos do Permiano Inferior a Médio não afloram, mas são conhecidos por furos de sondagem. No Paraguai e no oeste do estado do Mato Grosso do Sul são citados arenitos contendo restos de *Mesosaurus* (Beder, 1923) atribuídos ao Supergrupo Tubarão (Harrington, 1950). No continente africano, é correlata da Formação Whitehill do sistema Karoo (Padula, 1968; Araújo, 1976; Oelofsen, 1981).



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

São observadas algumas diferenças faciológicas ao longo de toda a extensão da Formação Irati. Em São Paulo, norte do Paraná e Santa Catarina, ocorre uma sucessão de camadas de folhelhos betuminosos, não betuminosos, calcários e dolomitos. No Rio Grande do Sul e sul do Paraná, a unidade é composta por duas camadas distintas de folhelhos betuminosos separadas por pelitos (argilitos, folhelhos cinza escuro e siltitos cinza) e calcários (Padula, 1968).

A Formação Irati é formalmente dividida nos membros Taquaral (inferior), e Assistência (superior) (Barbosa & Almeida, 1948; Barbosa & Gomes, 1958; Schneider et

al., 1974). O Membro Taquaral tem espessura média entre 10 e 20 m, sendo formado por siltitos cinza, argilitos cinza a negros, e folhelhos cinza escuro a cinza claro (Schneider *et al.*, 1974; Holz *et al.*, 2010). As únicas estruturas encontradas são laminações plano-paralelas (Schneider *et al.*, 1974). O contato deste com o Membro Assistência é concordante, o sendo também com a Formação Palermo, inferior. No estado de São Paulo, o membro apresenta também contato inferior com a Formação Tatuí, sendo neste caso descontínua (Holz *et al.*, 2010). O Membro Assistência tem espessura média de cerca de 30 m, e é formado por folhelhos cinza escuros, e folhelhos negros betuminosos associados a calcários, estes por vezes dolomíticos. As estruturas presentes nos folhelhos são apenas laminações plano-paralelas. Já nos calcários ocorrem marcas de onda, laminação cruzada, brechas intraformacionais, laminação algálica, e estratificação cruzada *hummocky*. Holz *et al.* (2010) propõe que a que a base da Formação Irati registra uma queda do nível de base seguida por um evento transgressivo, representando a quinta Sequência Depositional Neopaleozoica de Terceira Ordem (LPTS-5; Holz *et al.*, 2010). É também proposto que a transição entre os Membros Taquaral e Assistência representaria um limite de sequência de ordem menor, marcada pela transição de siltitos para folhelhos negros betuminosos. Ressalta-se que esta é considerada uma variação regional do nível de base. O máximo transgressivo da Supersequência Gondwana I é considerado por Milani *et al.* (2007) como sendo na Formação Palermo.

A associação fossilífera da Formação Irati, que ocorre no membro Assistência, é caracterizada em termos de pela flora *Polysolenoxylon-Glossopteris* e, palinologicamente, pela Zona de Intervalo *L. virkkiae* (Holz *et al.*, 2010). Os elementos típicos da fauna são os crustáceos pigocefalomorfos e os répteis mesossaurídeos (Araújo-Barberena & Timm, 2000; Sedor & Ferigolo, 2001). Os registros destes últimos, encontrados no Brasil, Paraguai, Uruguai, Namíbia e sul da África (Beder, 1923; Oelofsen, 1981) incluem esqueletos preservados articulados, desarticulados, e também ossos isolados.

2.6.2. Interpretações paleoambientais

A maioria dos autores concorda que a Formação Irati foi depositada em ambiente marinho (Beurlen, 1957; Schneider *et al.*, 1974; Holz *et al.*, 2010). O Membro Ta-

quaral teria sido depositado em ambiente marinho raso (mar epicontinental), abaixo do nível de ação das ondas, com conexão muito restrita para o mar aberto, e melhor circulação de água em comparação com o Membro Assistência, superior. Este, por sua vez, 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. Esta restrição teria gerado uma estratificação das águas. As águas de fundo seriam mais densas, devido a salinidade mais alta, e temperatura mais baixa. As águas mais superficiais e, especialmente as mais rasas, teriam influência dos rios, sendo salobras, oxigenadas e 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 (H₂S) (Beurlen, 1957; Lavina, 1991). Locais onde a restrição fosse ainda maior apresentariam condições hipersalinas (Schneider *et al.*, 1974; Holz *et al.*, 2010).

Tais interpretações são reforçadas pela reconstrução geográfica de Lavina (1991) e Lavina & Araújo-Barberena (1994), na qual o Escudo Sul-Riograndense seria uma ilha, e inferiram que a comunicação entre os Mares Whitehill e Irati ocorreria por um braço de mar que se estenderia por cima do Uruguai. Também concluem que a comunicação do Mar Whitehill-Irati com o oceano seria pela região ao sul de Sierra de la Ventana, em direção à Bacia Central Patagônica (fig. 20).

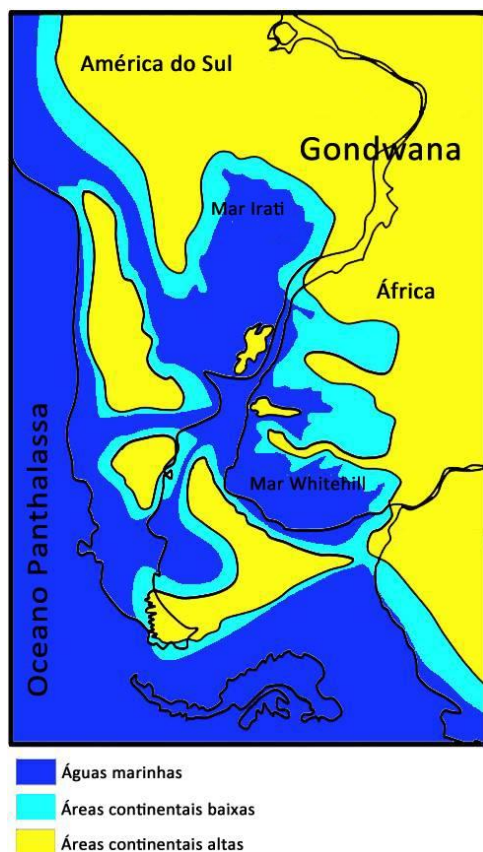


Figura 19. Reconstrução do Mar Whitehill-Irati. Modificado de Soares (2003).

A salinidade do Mar Whitehill-Irati também é até o presente momento passível de debates. Grande parte do problema se deve ao fato de que não há registros de fósseis exclusivamente marinhos para a Formação Irati (Lavina, 1991). De fato, Burjack (1984) atesta 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 *et al.* (1974), estudando isótopos estáveis da Formação Corumbataí (pertencente Grupo Passa Dois no estado de São Paulo), também concluem que a condição deste corpo d'água seria lacustre fortemente salino, 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 e 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 seme-

lhante 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 depositadas 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 a cerca da salinidade do Grupo Passa Dois, e utiliza principalmente as 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".

Dados sedimentológicos são usados por Mendes (1961 e 1967). No primeiro trabalho, o autor relata que os carbonatos, vide 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.

As interpretações acerca do clima vigente durante o Permiano Inferior da Bacia do Paraná não já não é tão controversa. 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 *Barakroxylum* 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.

2.6.3. Tempestades No Mar Whitehill-Irati

Della Favera (1987) analisou as acumulações fossilíferas e feições sedimentares (camadas com granodecrescência ascendente e Estratificações Cruzadas *Hummocky*) no afloramento Passo de São Borja, da Formação Irati (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 no 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_2S , 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 inferem também, pela paleolatidade do Mar Whitehill-Irati (aprox. entre 50° - 60° S), que tempestades de inverno seriam as responsáveis pelas feições observadas no afloramento Passo 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, que apresentavam 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). À primeira foi atribuída a Tafofácies 1,

a qual indica um ambiente proximal, de alta energia, onde os bioclastos sofrem intensa desarticulação e fragmentação. A Tafofácies 2, atribuída aos depósitos de São Paulo, representa um ambiente distal onde apenas as maiores tempestades teriam energia para retrabalhar bioclastos. Finalmente, a Tafofácies 3 representa os ambientes mais profundos da bacia, de modo que poucos esqueletos encontram-se desarticulados nos folhelhos do Paraná.

A partir destas classificações, foi criado um modelo tafonômico para a Formação Irati (fig. 20), incluindo o Afloramento Passo de São Borja. A história tafonômica multipisódica se inicia com um evento de tempestade causando quebra da termo-oxiclina e ascensão de águas tóxicas, e conseqüente morte e soterramento dos mesossaurídeos, produzindo os esqueletos da Classe I. Um evento posterior de tempestade volta a causar mortalidade dos répteis, e retrabalha os restos depositados anteriormente, gerando esqueletos de Classe II e III. A proximidade da linha de costa condiciona, então, a tafofácies preservada na localidade, como explicado na figura 8.

Grings *et al.* (2011) refinaram a descrição do nível calcário do Afloramento Passo de São Borja, e interpretaram a camada inferior como um turbidito, reconhecendo neste uma seqüência 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 àquela profundidade (onde havia deposição de folhelhos betuminosos).

Matos *et al.* (2013) fazem uma abordagem similar à de Soares (2003), para o Afloramento Passo de São Borja, porém com crustáceos pigocefalomorfos, classificando o estado de preservação dos espécimes em tipos 1, 2, e 3, (completamente ou parcialmente articulados, ou desarticulados). Estes autores também dividem os espécimes em 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 *et al.*, 2013). As concentrações

do tipo D, presentes também no estado de São Paulo, corresponderiam a turbiditos modificados por tempestades (*sensu* Myrow *et al.*, 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 São Borja, em São Gabriel.

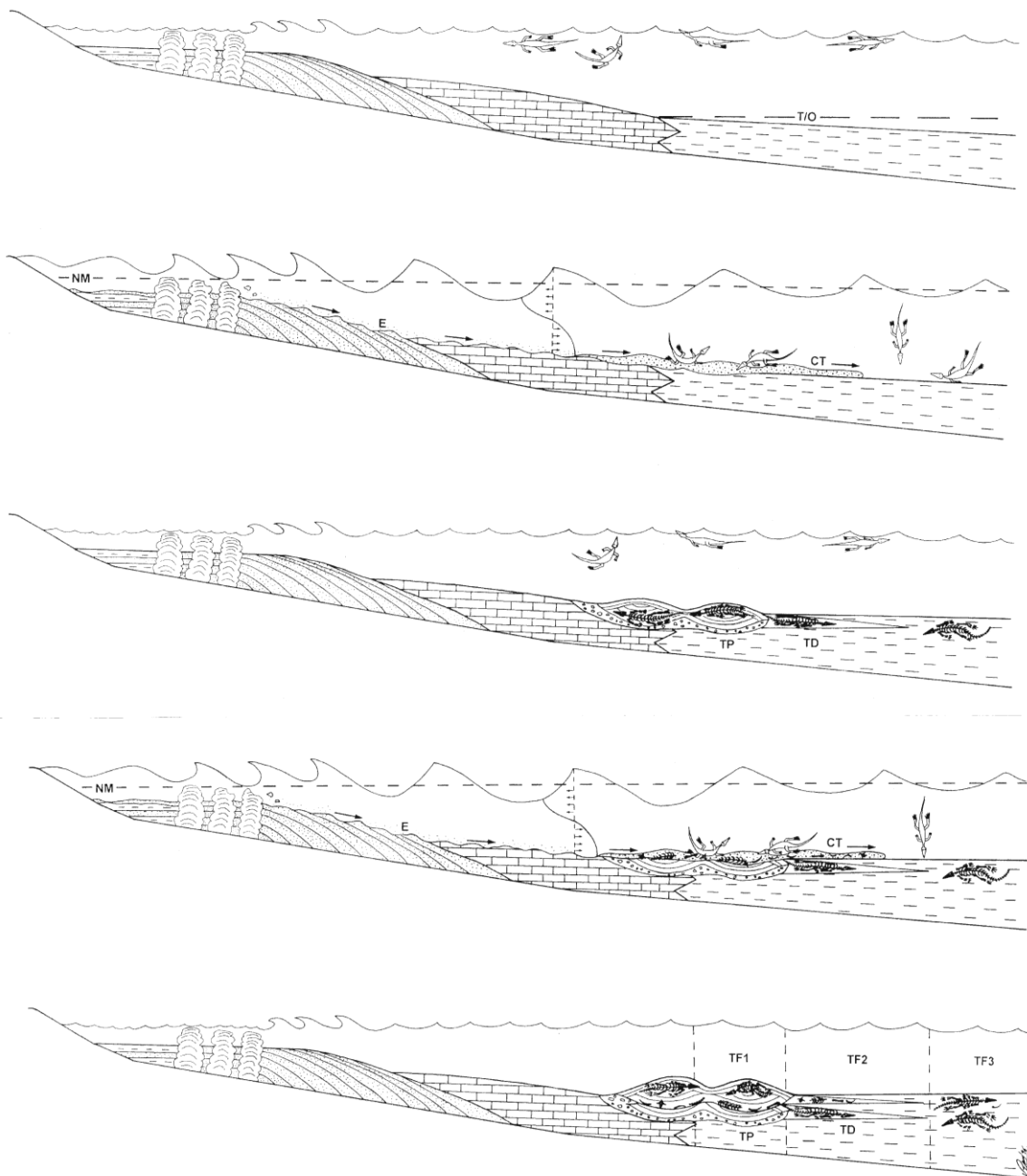


Figura 20 (página anterior). Figura ilustrando seções transversais idealizadas do Mar Whitehill-Irati, mostrando a relação entre diferentes fácies e os processos que influenciaram a formação das tafoce-noses de mesossaurídeos. Notar o desenvolvimento de fácies carbonáticas nas zonas marginais do litoral (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. 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 (E), 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) Condições normais: formação de novos tempestitos sobrepostos aos mais anteriores (produzidos em C). 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).

2.7. Grupos fósseis de interesse para análise tafonômica

2.7.1. *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 (Lavina, 1991).

Os mesossaurídeos 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, 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) (Soares, 1996; Holz *et al.*, 2010). Deste modo, são parte da fauna característica do Artinskiano do Gondwana (Souza, 2006).

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 do clado Parareptilia Olson (1947) (e. g. Modesto, 2006), mas alguns autores defendem que o grupo ocupe uma posição externa a Parareptilia, na base de Sauropsida (e. g. Laurin & Reisz, 1995).

Hoje, são considerados válidos três táxons de mesossaurídeos: *Mesosaurus tenuidens* Gervais (1864), *Stereosternum tumidum* Cope (1886), e *Brazilosaurus saopauloensis* Shikama & Ozaki (1966). Suas características diferenciais 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, 1987).

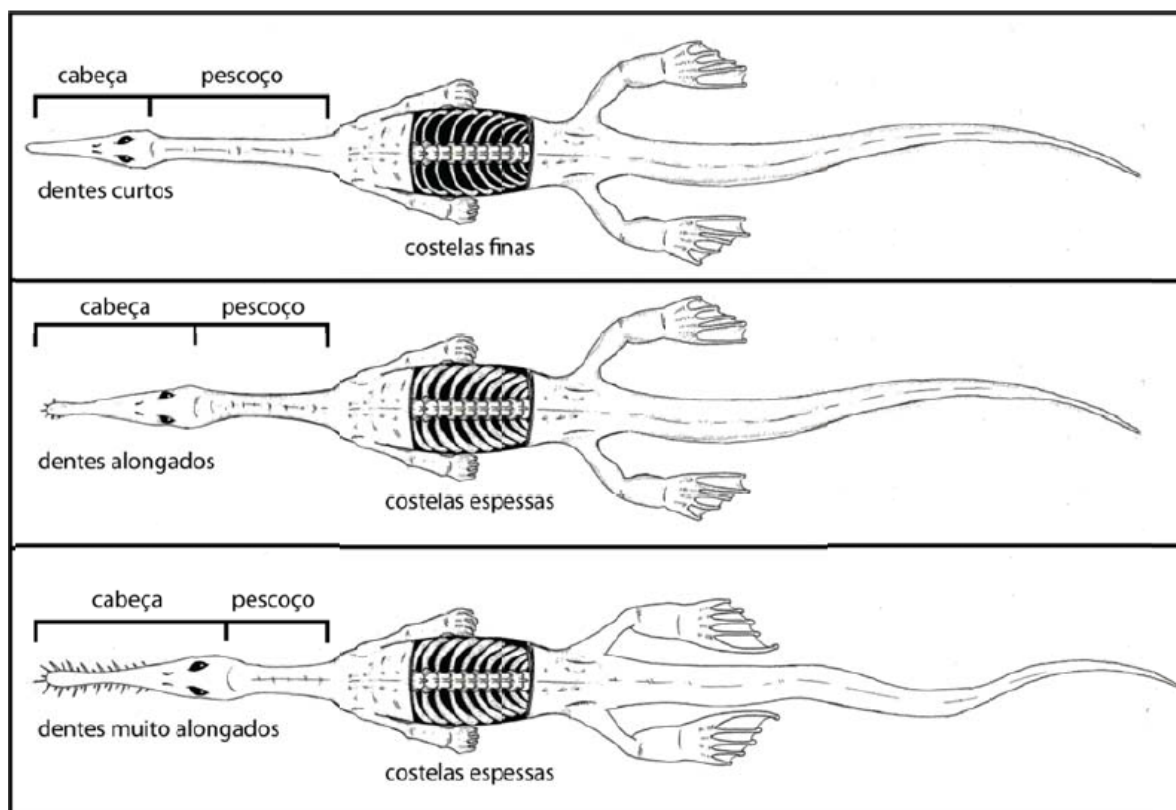


Figura 21. Desenho esquemático, apontando algumas das principais características diagnósticas entre os três táxons válidos de Mesosauridae. Acima, *Brazilosaurus*; no centro, *Stereosternum*; abaixo, *Mesosaurus*. Fonte: retirado de Pretto (2012).

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).

2.7.2. Pygocephalomorpha

Os crustáceos da Ordem *Pygocephalomorpha* Beurlen 1930 pertencem à classe *Malacostraca* Latrielle 1802, e são dentre estes o grupo mais bem representado no registro fóssil, especialmente para o Paleozoico (Taylor *et al.*, 1998). Os grupos dentro da Ordem *Pygocephalomorpha* ainda são motivo de discussão na literatura (Taylor *et al.*, 1998; Piñeiro *et al.*, 2012a; Matos *et al.*, 2013), havendo propostas de sinonimização (ou manutenção) de táxons (Matos *et al.*, 2013), além da criação de novos gêneros (e.g., Piñeiro *et al.*, 2012a).

O grupo tem ampla ocorrência no Carbonífero e Permiano da América do Norte e do Sul, Rússia, Europa, África, e China (Taylor *et al.*, 1998). São comuns na Bacia do Paraná os gêneros *Paulocaris*, *Liocaris*, e *Pygaspis*. A figura 22 apresenta uma reconstrução de um indivíduo.

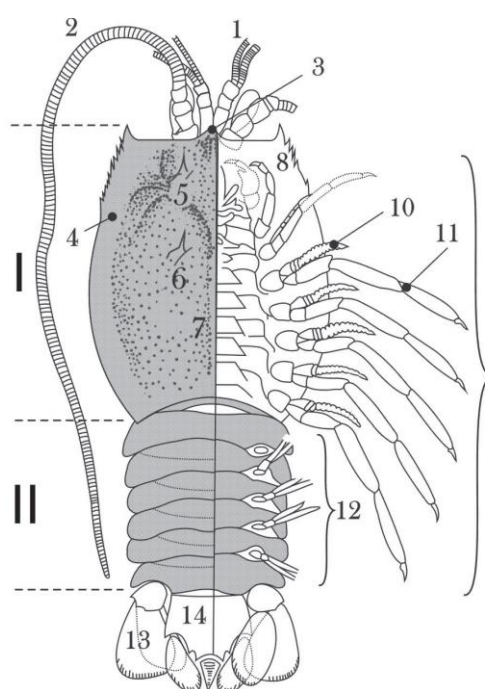


Figura 22. Reconstrução da anatomia de crustáceo pigocefalomorfo, com base em Adami-Rodrigues & Pinto (2000). Abreviações: I, cefalotórax; II, abdômen; 1, antenas; 2, antenas; 3, rostrum; 4, carapaça; 5, espinho gástrico; 6, espinho hepático; 7, carena; 8, maxilípede; 9, pereópodes; 10, endopodito; 11, 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 *et al.* (2013).

3. METODOLOGIAS

3.1. Revisão Bibliográfica

O levantamento bibliográfico iniciou-se com uma revisão de trabalhos já publicados acerca principalmente da Formação Irati, tempestitos e suas concentrações fósseis, além de técnicas a serem utilizadas. O processo foi contínuo ao longo do presente trabalho, devido principalmente a novos temas e observações os quais foram surgindo à medida que a pesquisa evoluiu.

3.2. Trabalhos de Campo

Trabalhos de campo foram realizados nos dias 28 de fevereiro a 07 de março de 2013, 27 de janeiro a 04 de fevereiro de 2014, e também dias 6 e 7 de novembro de 2014. Nas duas primeiras saídas de campo, afloramentos de outras formações permianas foram também visitados.

Nas saídas de campo com foco no presente estudo, foram procurados afloramentos fossilíferos da Formação Irati, especialmente os que apresentassem fósseis de mesossaurídeos e crustáceos pigocefalomorfos, e rochas calcárias. Estes elementos estão incluídos nos modelos utilizados como base para este trabalho, e sua presença permite a comparação dos afloramentos estudados com estes modelos.

3.2.1. Etapa pré-campo

Nesta etapa foi realizada uma busca na literatura por localidades onde aflora a Formação Irati no Rio Grande do Sul, e suas descrições. Através do *software Google Earth®*, buscou-se prever a localização dos afloramentos, a fim de otimizar o tempo em campo, criando objetivos esperados para as viagens diárias (fig. 23). O *software* também permite transitar dados com um dispositivo GPS, tendo sido utilizado para este trabalho o modelo Garmin eTrex 10®. Também foram verificadas cartas topográficas, para facilitar o acesso e orientação em campo.

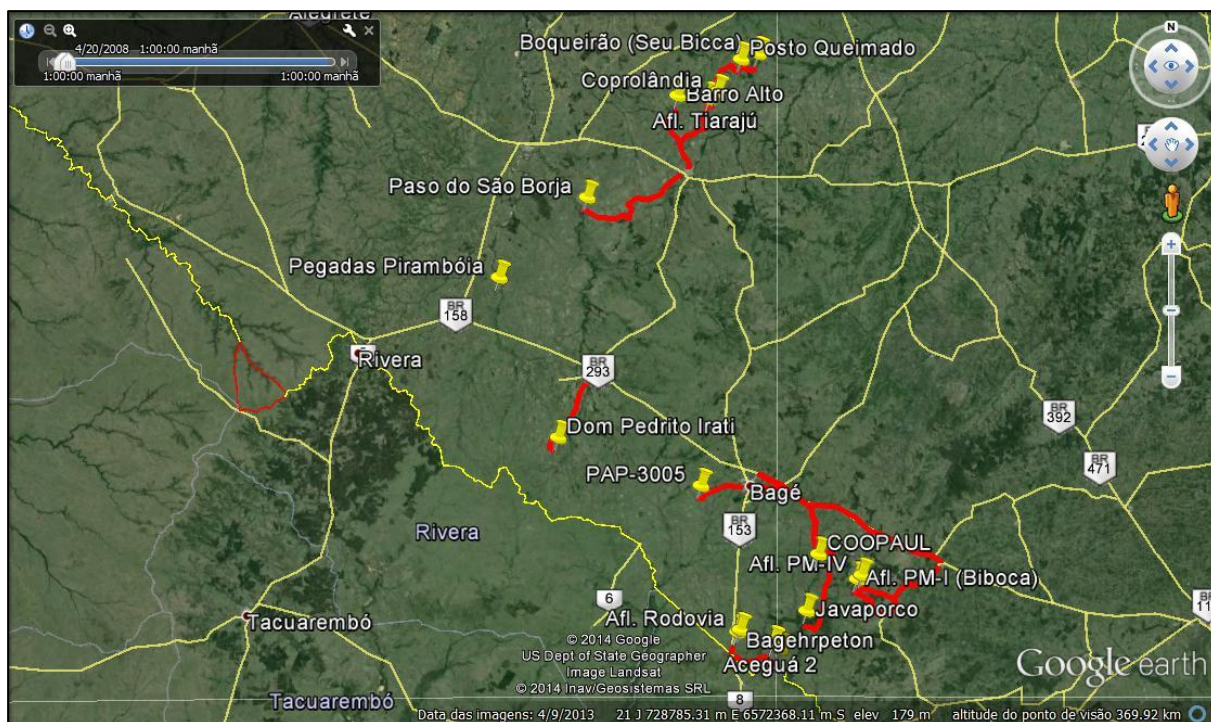


Figura 23. Pontos e rotas marcados usando o *software Google Earth*®. Dados da pesquisa (2014).

3.2.2. Etapa de campo

Durante a etapa de campo foram confeccionados os perfis colunares em escala 1:10, tendo foco na descrição faciológica, necessária para interpretação de processos e ambientes deposicionais. Concomitante se deu a coleta de dados tafonômicos, essenciais neste estudo. Adicionalmente, foram coletadas as amostras para confecção de lâminas petrográficas.

3.2.3. Etapa pós-campo

A etapa pós-campo consistiu no processamento dos dados obtidos durante as excursões de campo. Estes incluem a digitalização dos perfis colunares, utilizando o *software Adobe Illustrator*®, e a seleção das amostras (rochas e fósseis) para laminação. Em seguida, foram realizadas as análises por difratometria de raios-X. Os dados obtidos foram então organizados, e comparados com os estudos feitos na etapa pré-campo e de revisão bibliográfica.

3.3. Análise de Fácies

A eficiência para extração de dados de sucessões sedimentares teve um crescimento exponencial desde a criação e popularização das técnicas modernas de análise de fácies, como propriamente apresentadas por Walker (1992).

A análise de fácies parte do pressuposto de que cada processo biológico, químico, e físico produz um registro específico: textura, estrutura, ou tipo de fóssil. Consequentemente, conhecendo-se esta relação processo-resposta, podem-se utilizar os registros presentes nas rochas para inferir seus processos formadores. Utilizando-se a relação entre um conjunto de processos pode-se inferir o ambiente deposicional no qual os processos foram gerados (Dalrymple, 2010).

Uma metodologia rígida foi estabelecida para a progressão da análise (fig. 24), a qual foi seguida durante a realização das etapas de campo e pós-campo. Os corpos de rocha sedimentar observados em campo foram divididos em fácies, sendo considerada como fácies “um corpo de rocha cujas características litológicas, estruturais e orgânicas (geometria, litologia, textura, estrutura, padrão de paleocorrentes e conteúdo fossilífero) permitem distingui-lo das rochas lateral- e verticalmente adjacentes” (Middleton, 1978). As fácies podem receber uma designação informal (fácies “A”), ou uma breve descrição (e. g. “arenito fino com estratificação plano-paralela”). Modernamente, as fácies são normalmente divididas por atributos que indicam o processo de sua formação (ou processos), ao invés de toda e qualquer variação observável. Isso implica que, uma boa divisão de fácies requer conhecimentos de modelos genéticos (Middleton, 1978; Dalrymple, 2010). Outra implicação é a de que as fácies acabam por ter definições menos restritas.

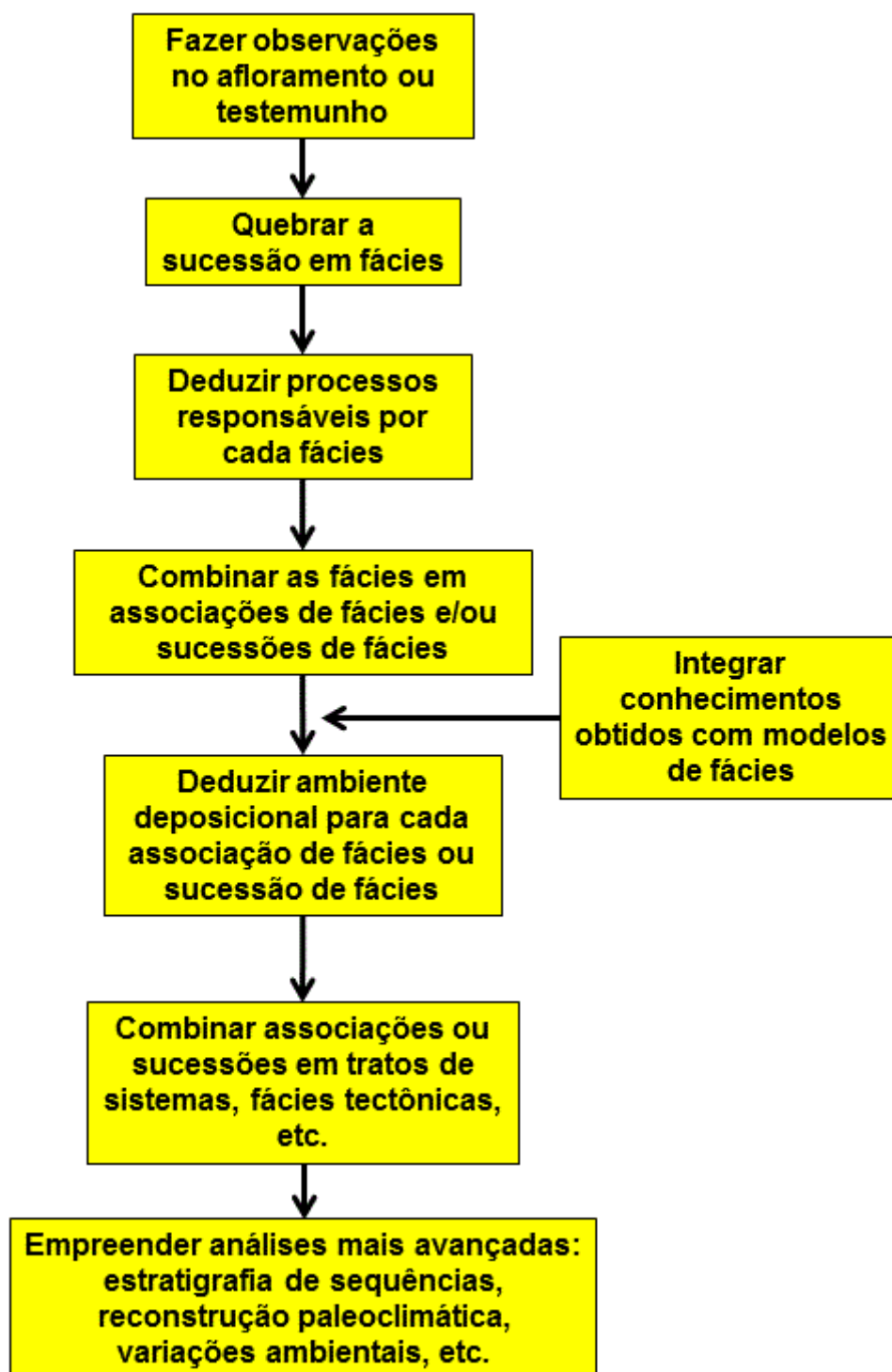


Figura 24. Ilustra o processo lógico, ou a sistemática a ser empreendida pelo pesquisador utilizando o método de análise de fácies quando interpretando um depósito sedimentar. Modificado de Dalrymple (2010).

As distintas fácies identificadas foram então representadas na forma de blocos, e empilhadas sobre um eixo cartesiano, de modo que no eixo das abcissas (eixo “X”) representa a granulometria da fácies, e o eixo das ordenadas (eixo “Y”) representa a

espessura das mesmas. Isto constitui um perfil colunar, o qual é a representação da sucessão vertical de uma exposição de rochas (Stow, 2005). ao lado do perfil, são apresentadas a designação da fácies, e suas feições de maior interesse (estrutura interna, fósseis, etc.). Um exemplo de perfil colunar se encontra na figura 25.

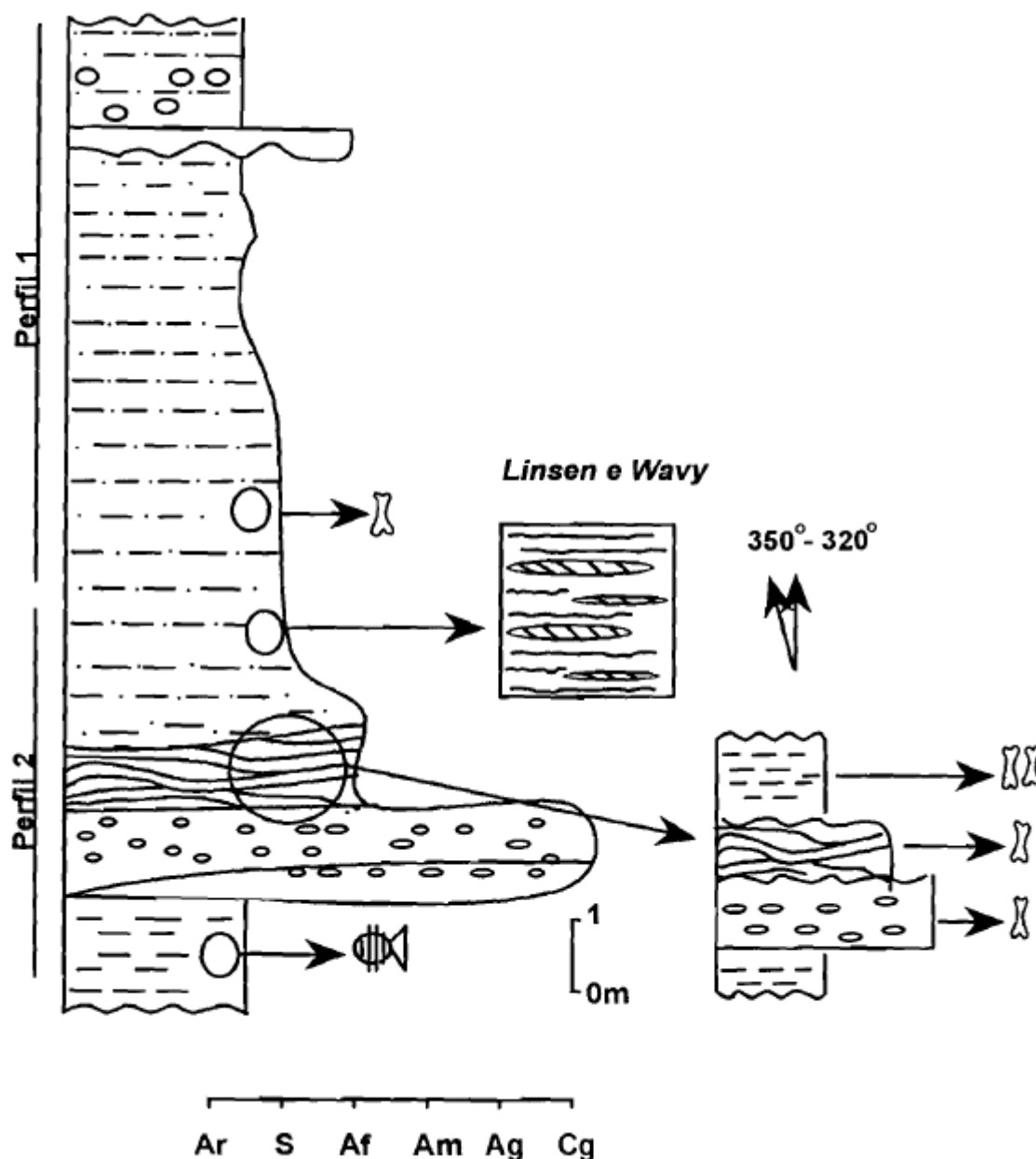


Figura 25. Exemplo de perfil colunar feito para o afloramento Passo São Borja. Retirado de Soares (1996).

Após a descrição de cada fácies e sua representação no perfil colunar, foi possível deduzir os processos responsáveis por sua formação. Em seguida, o conjunto

das fácies com seus processos formadores foram agrupados em associações de fácies. Estas são definidas como “grupos de fácies geneticamente relacionadas e que têm algum significado ambiental” (Collinson, 1969). Em geral, representam um ambiente deposicional único. Um ambiente deposicional é “uma área geográfica e/ou geomórfica caracterizada por uma assembleia específica de processos deposicionais” (Dalrymple, 2010).

As associações de fácies puderam ser utilizadas para inferir um sistema deposicional, que é uma “assembleia tridimensional de litofácies, geneticamente conectadas por processos e ambientes ativos ou inferidos” (Posamentier et. al., 1988).

Para auxiliar nas interpretações de associações de fácies, ambientes e sistemas deposicionais, foram utilizados modelos de fácies, os quais são padrões resumidos de associações de fácies típicas para um sistema deposicional. Estes foram obtidos através de estudos estratigráficos detalhados ao longo dos anos em diversos locais para cada sistema deposicional, sejam eles antigos ou modernos. Um exemplo de modelo de fácies se encontra na figura 26.

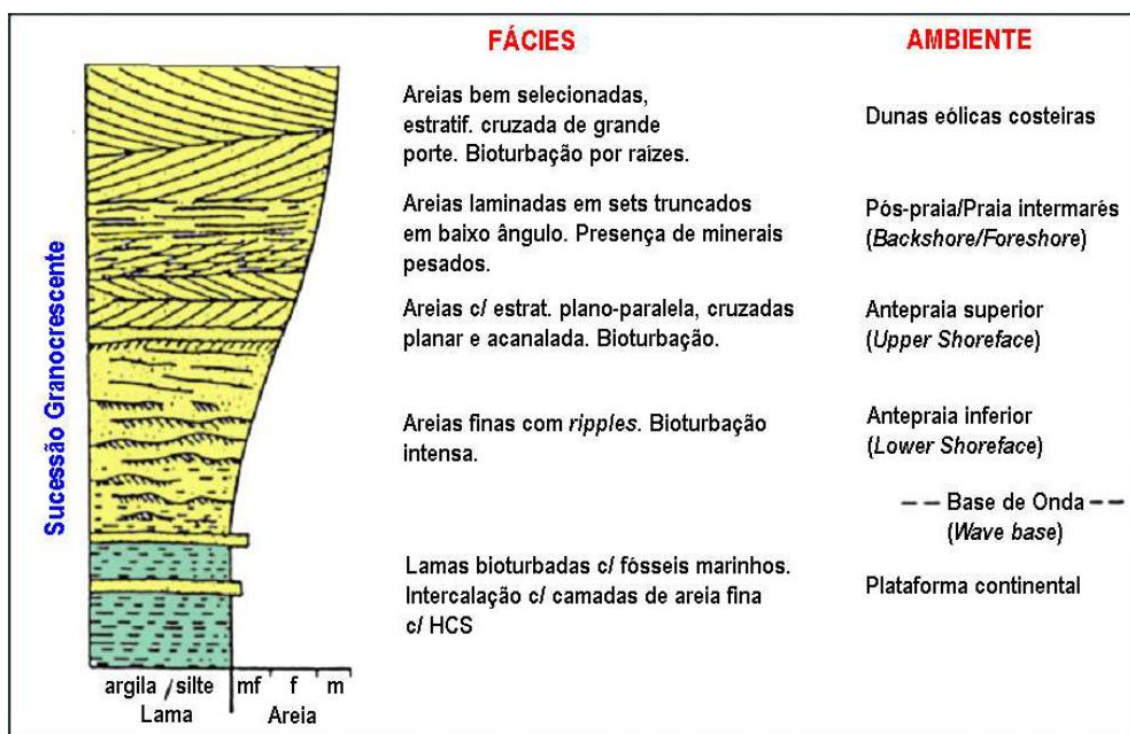


Figura 26. Exemplo de modelo de fácies para um ambiente costeiro dominado por ondas. Modificado de Tomazelli (2000).

Os sistemas deposicionais podem ser utilizados para interpretações de maior escala, como estratigrafia de sequencias, mudanças climáticas, e reconstruções paleoambientais, sendo esta última um dos objetivos do presente trabalho.

Uma das dificuldades deste método é seu caráter subjetivo. Diferentes pesquisadores podem dividir uma mesma sucessão de rochas em diferentes fácies, ou mesmo criar diferentes associações com as mesmas fácies, o que pode gerar diferentes interpretações.

Outras limitações estão no tempo disponível para o estudo, as condições de intemperismo da rocha estudada, e condições climáticas no local de trabalho (no caso de afloramentos), processos que afetam a qualidade e o detalhe dos dados a serem coletados.

3.4. Análise Tafonômica

Apesar da metodologia de análise de fácies englobar o estudo dos fósseis contidos nas rochas, o estudo dos processos que envolvem a transição de seres vivos (ou partes deles) da biosfera para a litosfera escapa ao conhecimento exclusivamente geológico, integrando também aspectos da biologia. Logo, como uma interface entre estes dois campos do conhecimento, a *tafonomia* constitui uma ciência própria, a qual pode ser utilizada para a extração de grande número de informações acerca de ambientes pretéritos. A tafonomia é, hoje, considerada uma das pedras fundamentais da paleoecologia (Holz & Simões, 2002).

Análises tafonômicas foram realizadas para as assembleias fósseis características da Formação Irati: mesossaurídeos (e.g. Lavina et. al., 1991; Soares, 2003) e pigocefalomorfos (Matos et al., 2013). Os dados advindos das interpretações tafonômicas permitiram melhores interpretações paleoambientais, fornecendo informações complementares à sedimentologia (e.g. Piñeiro et. al., 2012b). O presente trabalho almeja utilizar esta mesma metodologia para obter resultados semelhantes.

A análise tafonômica parte do princípio de que o fóssil, uma vez reconhecido como resto e/ou vestígio de uma vida pretérita, passou por processos específicos (biológicos e sedimentares) que resultaram em sua transição da biosfera para a li-

tosfera (Efremov, 1940). Os restos orgânicos são então tratados como partículas sedimentares, sujeitos aos mesmos processos que os litoclastos (e.g. abrasão, seleção hidráulica, dissolução, compactação). Tais processos geram registros, ou assinaturas, específicos nos fósseis e sedimentos adjacentes. Logo, conhecendo-se as relações entre processos e respostas em questão, é possível fazer inferências sobre os processos sofridos pelo fóssil até seu soterramento final e posterior diagênese.

Detalhes da preservação dos fósseis refletem condições sedimentares/ambientais do local de soterramento. Logo, por comparações entre características (ou assinaturas) tafonômicas entre assembleias fósseis (tafonomia comparativa; Brett & Baird, 1986) podem-se obter dados sobre ambientes deposicionais, além de dados paleoecológicos/biológicos. A reunião dessas características tafonômicas de uma determinada assembleia fóssil para comparação com outras é denominada *fácies tafonômica*, ou *tafofácies* (Speyer & Brett, 1986).

A aquisição de dados tafonômicos deve ser realizada tendo em mente que as relações geométricas e a condição dos fósseis (grau de desarticulação, de abrasão, orientação, seleção, etc.) fornecerão informações essenciais para interpretações futuras.

Os fósseis a serem analisados devem ser preferencialmente coletados em blocos, estes devidamente orientados. Topo e base, e sentido azimuthal dos blocos devem ser anotados, assim como a orientação espacial dos fósseis nele contidos (fig. 27).

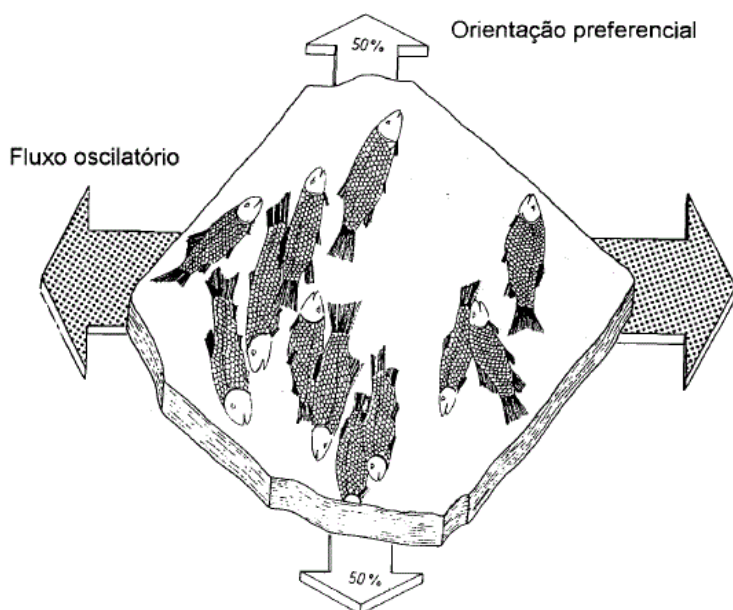


Figura 27. Orientação de peixes devido a um fluxo oscilatório. Retirado de Holz & Simões (2002).

Concentrações densas de fósseis de conchas e ossos (*bonebeds* e *shell beds*) apresentam uma série de feições (e.g. orientação, empacotamento, proporção taxonômica) que podem ser utilizadas para maiores inferências de processos ocorridos, e portanto devem ser estudadas em maior detalhe. Um *bonebed* pode ser definido como “uma concentração relativa de partes duras preservadas em uma área localizada ou unidade sedimentar estratigraficamente limitada (e.g. camada, horizonte, superfície) e derivada de mais de um indivíduo” (Rogers & Kidwell, 2007). Uma rocha suportada por conchas pode ser considerada uma *shell bed* (Kreisa & Bambach, 1982).

Asinaturas tafonômicas dos bioclastos devem ser notadas: empacotamento, grau de seleção, orientação estatística em relação à camada e a orientação estatística em planta, geometria e estrutura interna da concentração, entre outras. Feições paleoecológicas: se a assembleia fossilífera é monotáxica ou multitáxica, e o tipo de partes duras acumuladas (e.g. tipos de conchas).

Após coletadas estas informações, podem ser iniciadas as interpretações dos processos que as causaram.

O método de análise tafonômica considera todos os processos que um determinado fóssil (ou assembleia fossilífera) sofreu, desde a morte do organismo vivo (ou organismos) até o processo final de deposição e soterramento, e a fossildiagênese (fig. 28).

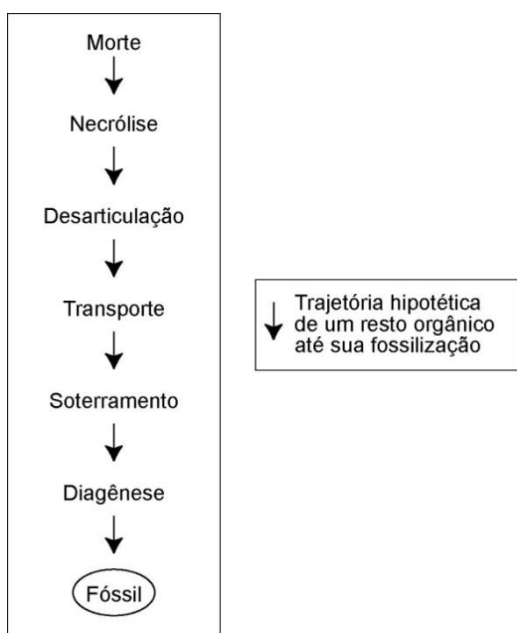


Figura 28. Modelo esquemático dos processos sofridos por um organismo desde sua morte, até tornar-se um fóssil. Os processos podem não acontecer nesta ordem, e podem também repetir-se. Retirado de Holz & Simões (2002).

O primeiro processo a ser inferido é a morte do indivíduo (ou indivíduos). Esta deve ser classificada como *seletiva* (natural) ou *não seletiva* (catastrófica). Em seguida, deve-se inferir a *causa mortis*, a causa final da morte do indivíduo. As mortes seletivas estão relacionadas ao dia-a-dia, como doenças ou predação, e geralmente afetam os indivíduos mais jovens ou senis de uma população, pois são os mais vulneráveis. As mortes não seletivas ocorrem quando algum evento de grande magnitude, como enchentes ou secas, em ambiente continental, ou tempestades em ambiente marinho, atinge praticamente toda a população indistintamente (fig. 29).

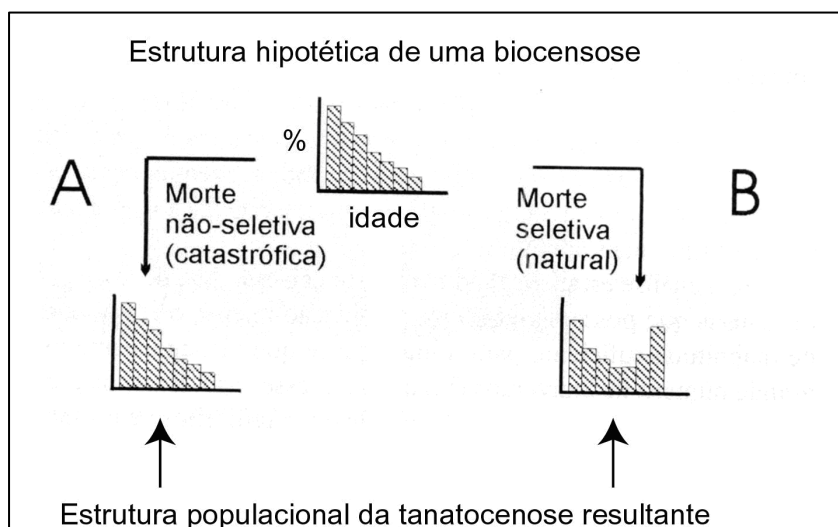


Figura 29. Ilustração gráfica das possibilidades de assembleias fósseis resultantes de morte não-seletiva (A) e seletiva (B). Retirado de Holz & Simões (2002).

Os organismos mortos e seus produtos (e.g. pegadas, rastros) são denominados *tanatocenose*. Uma tanatocenose passa por diversos processos até seu soterramento final, quando passa a ser denominada *tafocenose* (Holz & Simões, 2002). A tafocenose é o que o pesquisador encontra ao se deparar com os fósseis em um afloramento. Logo, é o objeto de estudo e ponto de partida para a coleta de dados para a análise tafonômica.

Nota-se que desde a morte do(s) organismo(s), que é o processo que inicia a trajetória dos restos orgânicos até o sepultamento final, a tafocenose com a qual o pesquisador se depara muito raramente (ou nunca) é um retrato fiel da(s) forma(s) de vida que a originaram. Uma tafocenose resultante de morte seletiva será “enriquecida” em organismos jovens e senis. De fato, processos pós-morte tendem a “subtrair” informações paleontológicas, o que é conhecido como *tendenciamento (bias)* do registro fóssilífero (e.g. seleção hidráulica, detalhada adiante; Brett & Baird, 1986; Holz & Simões, 2002). Adicionalmente, as próprias pesquisas tafonômicas e os pesquisadores podem ocasionar tendenciamentos (e.g. foco em apenas um grupo taxonômico; Eberth et. al., 2007).

Tendenciamentos são constantes no intervalo entre a morte e o sepultamento dos restos de organismos, e devem ser considerados em praticamente todas as etapas da análise tafonômica.

Após a morte, o próximo processo a ser considerado é a *necrólise* (decomposição das partes moles) do corpo do indivíduo morto. Esta pode ser aeróbia (mais rápida) ou anaeróbia (mais lenta, podendo permitir preservações excepcionais). A necrólise tem influência direta sobre o próximo processo: a *desarticulação*.

A desarticulação ocorre após (ou simultaneamente) à decomposição das partes moles (tendões e músculos) que mantinham o corpo do organismo conectado. O grau de desarticulação de um organismo, em geral, é um indicativo do tempo que o mesmo passou exposto, antes de ser soterrado (Holz & Simões, 2002). Esta pode, ainda, ser acelerada, por exemplo, por ação de organismos necrófagos, ou por ação de processos hidráulicos.

Já inserido dentro de um sistema sedimentar, marinho ou fluvial, por exemplo, processos hidráulicos podem atuar sobre os elementos desarticulados, os quais se

comportarão como partículas sedimentares, sendo então denominados *bioclastos*. Estes sofrerão os mesmos processos que os clastos terrígenos, como por exemplo: erosão, corrosão, e em especial, transporte. Porém, bioclastos são menos densos que sedimentos terrígenos, de maneira que terão comportamento hidráulico de partículas muito menores. Este fenômeno é denominado *equivalência hidráulica*. Diferentes bioclastos de organismos diferentes, ou de um mesmo organismo, sofrerão *transporte seletivo*, ou seja, diferencial, relativo a seu tamanho, forma, e densidade. Estas duas propriedades devem estar em mente quando analisando uma determinada tafocenose (Holz & Simões, 2002).

Voorhies (1969) realizou um trabalho clássico em que estabeleceu três grupos de elementos ósseos de mamíferos, relativos à equivalência hidráulica dos mesmos, sendo mais tarde denominados *Grupos de Voorhies* (Behrensmeyer, 1975). O Grupo I compreende elementos ósseos pouco densos, como esternos e vértebras sacras, os quais tendem a ser facilmente transportados. O Grupo II reúne ossos longos, geralmente transportados por rolamento (e.g. fêmures). O Grupo III, por sua vez, é formado por ossos densos como crânios e mandíbulas, os quais geralmente são pouco transportados, e formam depósitos residuais.

Por vezes organismos inteiros podem ser transportados, ainda articulados. Carcaças de animais (especialmente se cheias de gases devido à putrefação), troncos de árvores, entre outros podem ser transportados por fluxos aquosos parcial, ou até totalmente articulados.

Como já mencionado, processos hidráulicos podem, obviamente, contribuir para a desarticulação das partes do organismo.

Para interpretações dos processos de transporte, devem ser observadas também as estruturas sedimentares adjacentes aos bioclastos fossilizados, pois os fluxos que transportaram e depositaram ambos foram muito provavelmente os mesmos.

O próximo processo a ser considerado é o do *soterramento final* dos restos do organismo que virão a ser fossilizados. Atenção deve ser empregada para inferir se os organismos foram soterrados, por exemplo, em posição de vida ou não.

O estudo de todos os processos descritos até agora (morte-soterramento) fazem parte do ramo da tafonomia denominado *bioestratinomia*, o qual é intimamente interdependente da geologia e da biologia. Os registros destes processos dão informações acerca dos ambientes nos quais foram formados. É importante notar que esses processos podem ocorrer fora desta ordem, simultaneamente, e alguns, sequer chegam a atuar. Um organismo pode ser soterrado vivo, não havendo as etapas de desarticulação e transporte.

A etapa final da análise tafonômica estuda o processo da *fossildiagênese*, em que os restos de organismos vivos são transformados em fósseis, e definitivamente incorporados ao registro sedimentar. Esta ocorre concomitante à diagênese dos sedimentos no qual os restos estão contidos. Apesar de o processo de fossilização permitir a preservação dos restos, geralmente implica em alguma perda de informação. A qualidade da preservação pode ser dividida em: preservação total (incluindo as partes moles); preservação sem alteração dos restos esqueléticos (e.g. incrustação, permineralização); e preservação com alteração dos restos esqueléticos (e.g. dissolução, substituição, permineralização). Extremo cuidado deve ser tomado para diferenciar efeitos diagenéticos de características originais de uma assembleia fóssil. Mesmo após a diagênese, um fóssil pode ser exumado (*retrabalhado*) antes de sua deposição final, o que contribui para um conceito importante na tafonomia: o de *mistura temporal* (*time averaging*).

O conceito de *time averaging* parte do princípio de que partes mais resistentes de indivíduos (como conchas ou ossos) podem passar por mais de um evento de transporte, ou retrabalhamento, de modo que novos elementos podem juntar-se aos previamente depositados. Isso implica que diferentes bioclastos de uma mesma tafocenose podem ter sofrido processos diferentes, em diferentes momentos da história geológica.

O método de coleta e análise dos fósseis realizada no presente estudo se baseou nos preceitos de Holz & Simões (2002) e Eberth *et al.* (2007). Porém, considerando-se os estudos já feitos por Lavina *et al.*, Soares (1996, 2003), e Matos *et al.* 2013, os quais contam com detalhada análise tafonômica, os procedimentos aqui utilizados puderam ser simplificados.

Seguindo as recomendações de Eberth *et al.* (2007) para *bonebeds* microfósseis⁴ (*sensu* Eberth *et al.*, 2007), as quais foram estendidas para os crustáceos pigocelomorfos, foram coletadas as rochas contendo os fósseis, de modo a preservar sua orientação relativa. As feições consideradas relevantes para o presente estudo foram:

- 1) Tamanho
- 2) Articulação
- 3) Associação (completude do esqueleto ou exoesqueleto)
- 4) Seleção
- 5) Empacotamento
- 6) Geometria da concentração
- 7) Orientação (em planta e em seção)
- 8) Abrasão e fragmentação
- 9) Intemperismo, dissolução
- 10) Bioerosão
- 11) Substituição / preenchimento diagenético

O conjunto dessas informações coletadas em cada afloramento, juntamente com os faciológicos, permitiu comparações entre as assembleias, seguindo o conceito e aplicação de tafofácies, explicados acima. Estas serão apresentadas nos próximos capítulos, juntamente com suas interpretações.

3.5. Petrografia

O objetivo da petrografia está em descrever rochas (e os fósseis contidos nelas) para analisar suas características. A petrografia das rochas sedimentares permite obter informações complementares às análises de fácies e tafonômica. Esta técnica consiste em descrever as características dos minerais constituintes das rochas com base em suas propriedades ópticas, tanto em escala macroscópica quanto em escala microscópica. Estas características podem ser utilizadas para inferências sobre o ambiente que em que as rochas se formaram.

⁴ Um *bonebed* contendo 75% ou mais de elementos menores que 5 cm em dimensão máxima.

Especialmente as rochas carbonáticas, foco do presente estudo, podem sofrer grandes modificações diagenéticas, devido a sua alta reatividade. Considerando-se que as mesmas datam do período Permiano, esperava-se que tais alterações nestas rochas seriam muito pronunciadas. De fato, em várias rochas dos afloramentos as carapaças de crustáceos foram recristalizadas, sendo reconhecíveis apenas quando observadas ao microscópio. Assim, a petrografia constituiu um complemento essencial à análise de fácies e análise tafonômica.

Foram coletadas durante os trabalhos de campo várias amostras fossilíferas e não fossilíferas dos afloramentos estudados, as quais foram organizadas pela fácies e afloramento nos quais foram encontrados. Estas foram descritas macroscopicamente, já para os métodos anteriormente citados. Destas, 8 foram selecionadas para laminação. Pela natureza do presente estudo, foram escolhidas para laminação preferencialmente amostras fossilíferas.

As referidas amostras selecionadas foram processadas no Laboratório de Preparação de Amostras, do Instituto de Geociências da UFRGS. Estas foram serradas na seção de interesse, coladas em lâminas de vidro, e então desgastadas até obterem a espessura de 0,03 mm. Por algumas se tratarem de rochas relativamente (ou muito) friáveis, estas amostras foram impregnadas em resina *epoxy*, para aumentar sua resistência e impedir perda de material durante a preparação (Chinsamy & Raath, 1992).

Em seguida, as lâminas foram descritas com o auxílio de um microscópio petrográfico (fig. 30) utilizando luz transmitida. O microscópio dispõe de uma fonte de luz abaixo da platina, a qual atravessa um filtro chamado nicol polarizador, de modo que a luz que atravessa a lâmina petrográfica encontra-se polarizada, isto é, vibra em apenas um plano. Isto permite observar propriedades óticas dos minerais como o pleocroísmo. A luz passa então por uma das lentes objetivas, as quais apresentam aumento variável (geralmente 2,5X, 10X, e 40X). Mais acima, o microscópio apresenta o nicol analisador, uma peça móvel que contém uma segunda lente polarizadora, cujo plano de polarização encontra-se a 90° do plano da lente inferior, e irá filtrar qualquer raio de luz que passe por um meio isotrópico (ar, resina, vidro, ou mineral) chegue ao observador. Esta permite observar propriedades dos minerais como o ângulo de extinção. Acima disso encontra-se a lente de Bertrand, utilizada para

observação conoscópica. Por fim, a luz passa pelas lentes oculares, utilizadas para magnificação da imagem (geralmente 10X) (Fujimori & Ferreira, 1987).

Para auxiliar a descrição de carbonatos, as lâminas foram tingidas com Alizarina Vermelha S, em solução de HCL de 0,2% (fria). Este processo faz com que cristais de calcita e aragonita adquiram uma cor avermelhada a rosada, enquanto a dolomita permanece incolor (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

A descrição das lâminas tem foco nas propriedades óticas microscópicas dos minerais constituintes das rochas (e.g. pleocroísmo, extinção, hábito) e nas estruturas destas em escala microscópica. As propriedades óticas permitem identificação mais precisa dos minerais constituintes, e diferenciação entre deposicionais e diagenéticos. Também serão analisadas feições microscópicas dos fósseis presentes, especialmente os minerais permineralizantes, que podem fornecer dados adicionais acerca do ambiente deposicional.

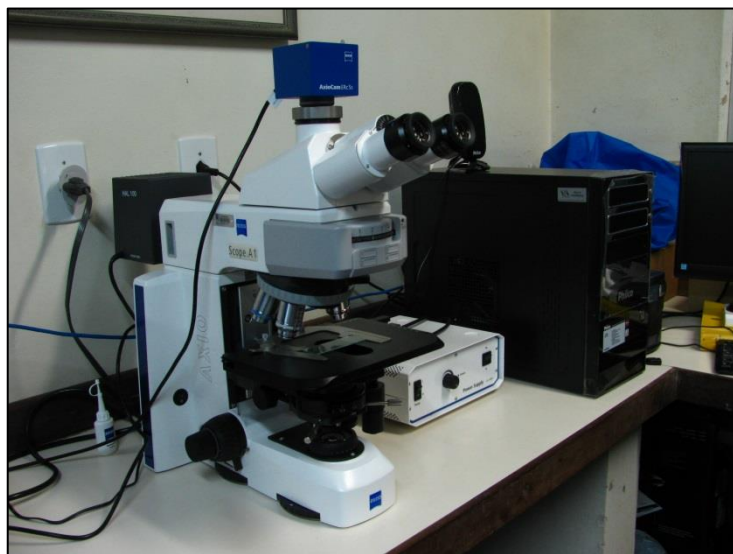


Figura 30. Microscópio Axio Scope A.1 com câmera acoplada, utilizado para estudos petrográficos neste trabalho. Dados da pesquisa (2014).

A qualidade das descrições petrográficas apresenta certo grau de subjetividade, geralmente condicionado ao conhecimento do pesquisador, e na sua habilidade em utilizar os recursos disponíveis pelo microscópio petrográfico para reconhecer as propriedades relevantes nos minerais, e estruturas das rochas a nível microscópico.

As descrições feitas com microscópio petrográfico estão limitadas, porém, a minerais translúcidos. Do mesmo modo, grãos de minerais muito pequenos (tamanho argila) dificultam a transmissão da luz, de modo que para sua identificação mais precisa, outros métodos devem ser empregados.

3.6. Difratometria de Raios-X

A difratometria de raios-X permitiu a identificação de fases minerais não identificáveis pela microscopia óptica (e.g. frações tamanho argila), e composições carbonatos (e.g. calcita-dolomita). Métodos de difração permitem primeiramente calcular a distância entre dois planos de distância proporcional ao comprimento de onda de raios-X (0,05 a 0,25 nm), como por exemplo, planos cristalinos (Mora et. al., 2010).

A difração de raios-X que ocorre quando um feixe de raios-X atravessa um meio cristalino pode ser detectada quando os feixes reincidentes por este entrarem em fase, de modo a causar uma *interferência construtiva*, a qual aumentará a intensidade do sinal (representada nas fig. 31 b e c). Isto ocorre caso as condições geométricas da *Lei de Bragg* sejam satisfeitas. Esta pode ser expressa por $n\lambda = 2d \cdot \sin\theta$; θ é o ângulo de incidência do raio-X; d é a distância interplanar; λ é o comprimento de onda; e n é a ordem de difração. A ordem de difração (n) é a distância adicional que o raio incidido na camada inferior deve percorrer para que os dois raios estejam em fase, a qual deve ser um múltiplo do comprimento de onda (λ). Esta distância está representada entre as retas MP e PN (fig. 31 c) (Gomes, 1984).

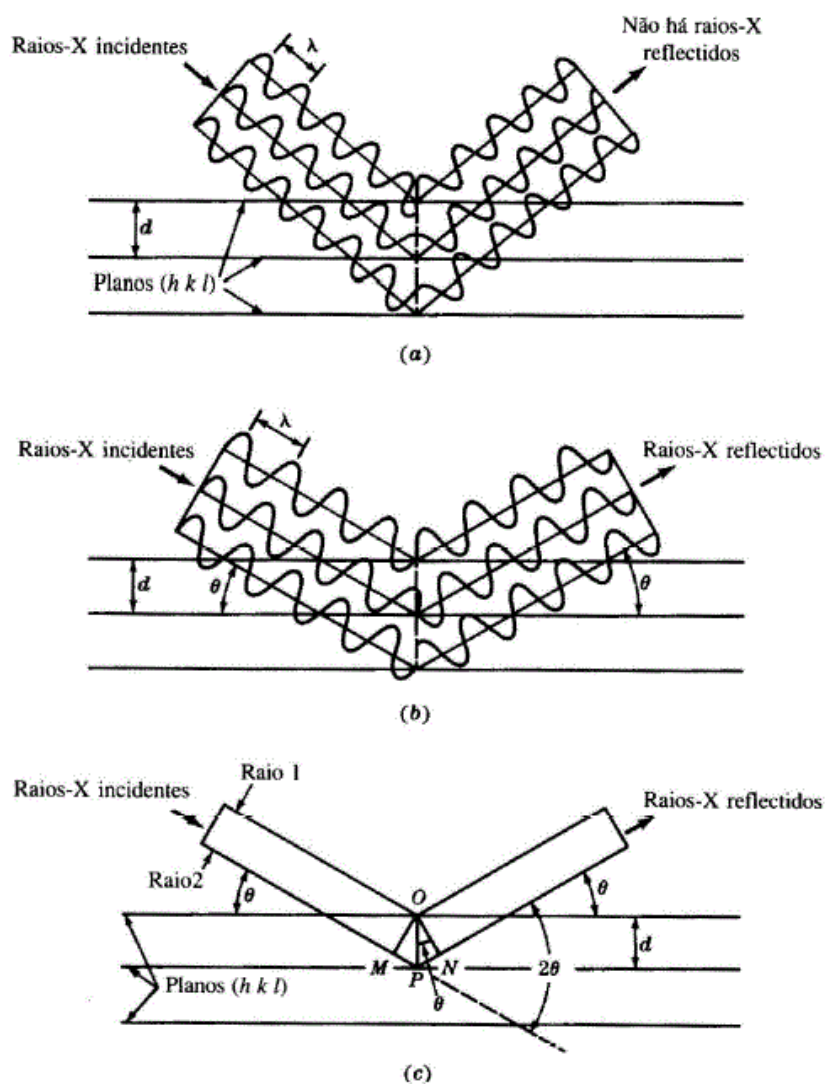


Figura 31. Reflexão de um feixe de raios-X pelos planos de um cristal. (a) Se o ângulo de incidência for arbitrário, não se produz feixe. (b) Para o ângulo de Bragg θ , os raios refletidos estão em fase e reforçam-se uns aos outros. (c) O mesmo que (b), exceto que se omitiu a representação das ondas. Retirado de Mora et. al. (2010).

Os planos dos minerais causarão interferência construtiva em ângulos e intensidades específicas, e este conjunto é característico de cada substância cristalina (Mora et. al., 2010; fig. 32).

O difratômetro registra a intensidade que uma amostra emite feixes de luz em função do ângulo de incidência do feixe incidente (fig. 33). Para garantir que em dados momentos a posição do mineral a ser analisado satisfará a Lei de Bragg, é comum a trituração do material, o que é conhecido como *método do pó* (Horn, 2010).

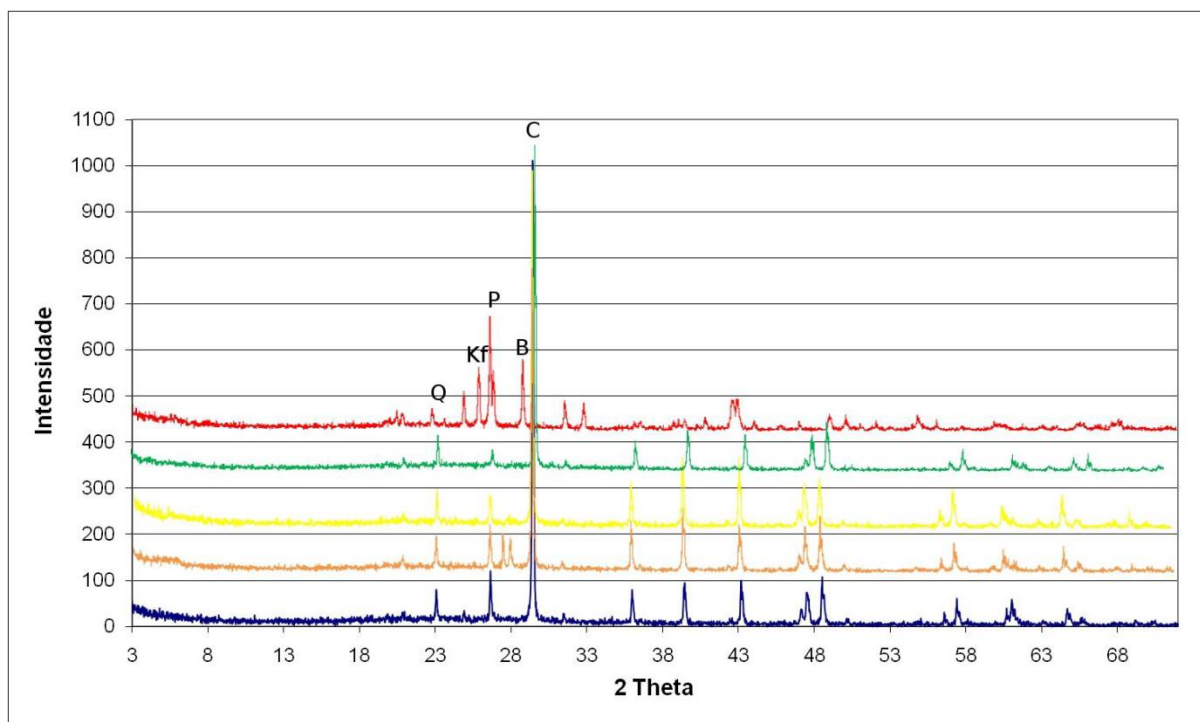


Figura 32. Exemplo de difratogramas de amostras de concreções da Formação Santa Maria, no Rio Grande do Sul. C - calcita; B - calcita; P - plagioclásio; Kf - feldspato alcalino; Q - quartzo. Retirado de Horn (2010).

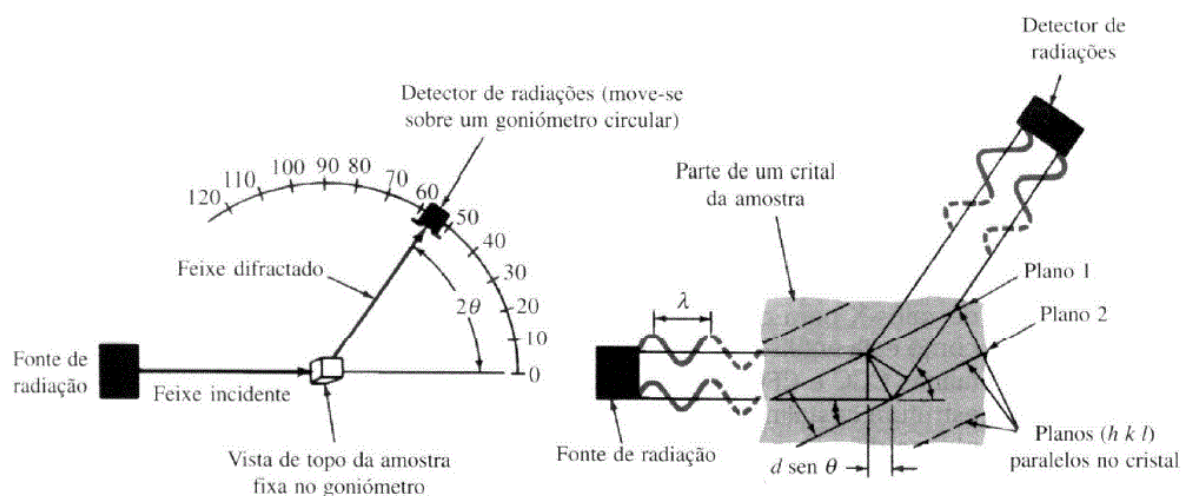


Figura 33. Representação esquemática do método de difração para análise cristalográfica e das condições necessárias à difração. Retirado de Mora *et al.* (2010).

Cerca de 10 g das amostras selecionadas para análise foram moídas com almofariz e pistilo de porcelana até a fração menor que $2 \mu\text{m}$. A seguir, foram enviadas para o Laboratório de Difração de Raios X do Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da UFRGS, e analisadas por um difratômetro SIEMENS – BURKER-AXS D5000 (fig. 34). As seguintes condições de análise foram utilizadas: Fonte de radiação de Cu, radiação $K\alpha$ de $1,5409\text{\AA}$; Filtro de níquel; Velo-

cidade angular de 2θ de $0,02^\circ 2\theta$ por segundo: *Step size* = $0,02^\circ 2\theta$; *Step time* = 1 segundo; Corrente de filamento de 25mA; Voltagem e aceleração dos elétrons de 40kv. As amostras foram analisadas no intervalo de 2 a $72^\circ 2\theta$ (aproximadamente uma hora de análise) em temperatura ambiente. Ao final, os picos gerados nos gráficos (difratogramas) foram interpretados com a base de dados DIFRAC^{PLUS}. Nove amostras do presente trabalho foram selecionadas para análise por difratometria de Raios-X.

A difratometria de raios-X tem sua vulnerabilidade no limite de detecção, ou seja, como trabalha com a caracterização de estruturas, substâncias amorfas ou pouco cristalinas não são identificáveis. Outro problema é a existência de uma fase mineral em quantidades modais muito pequenas, abaixo do limite de detecção do aparelho (2%). Observa-se que este limite varia de um mineral a outro.



Figura 34. Foto do difratômetro SIEMENS – BURKER-AXS D5000. Dados da pesquisa (2014).

4. RESULTADOS

Dos afloramentos visitados durante as etapas de campo, cinco foram selecionados para comparação com o Afloramento Passo São Borja, para o presente estudo.

Estes afloramentos foram escolhidos pela faciologia, e ocorrências de fósseis de répteis mesossaurídeos e crustáceos pigocefalomorfos. A presença de restos de mesossaurídeos permite a atribuição sem equívoco à Formação Irati, pois estes não foram encontrados em outras formações no Brasil.

A figura 35 apresenta a localização dos afloramentos estudados. Estes se distribuem pela região centro-sudeste do Rio Grande do Sul, espalhados pelos municípios de Aceguá, Bagé, Hulha Negra, Pedras Altas, e São Gabriel.

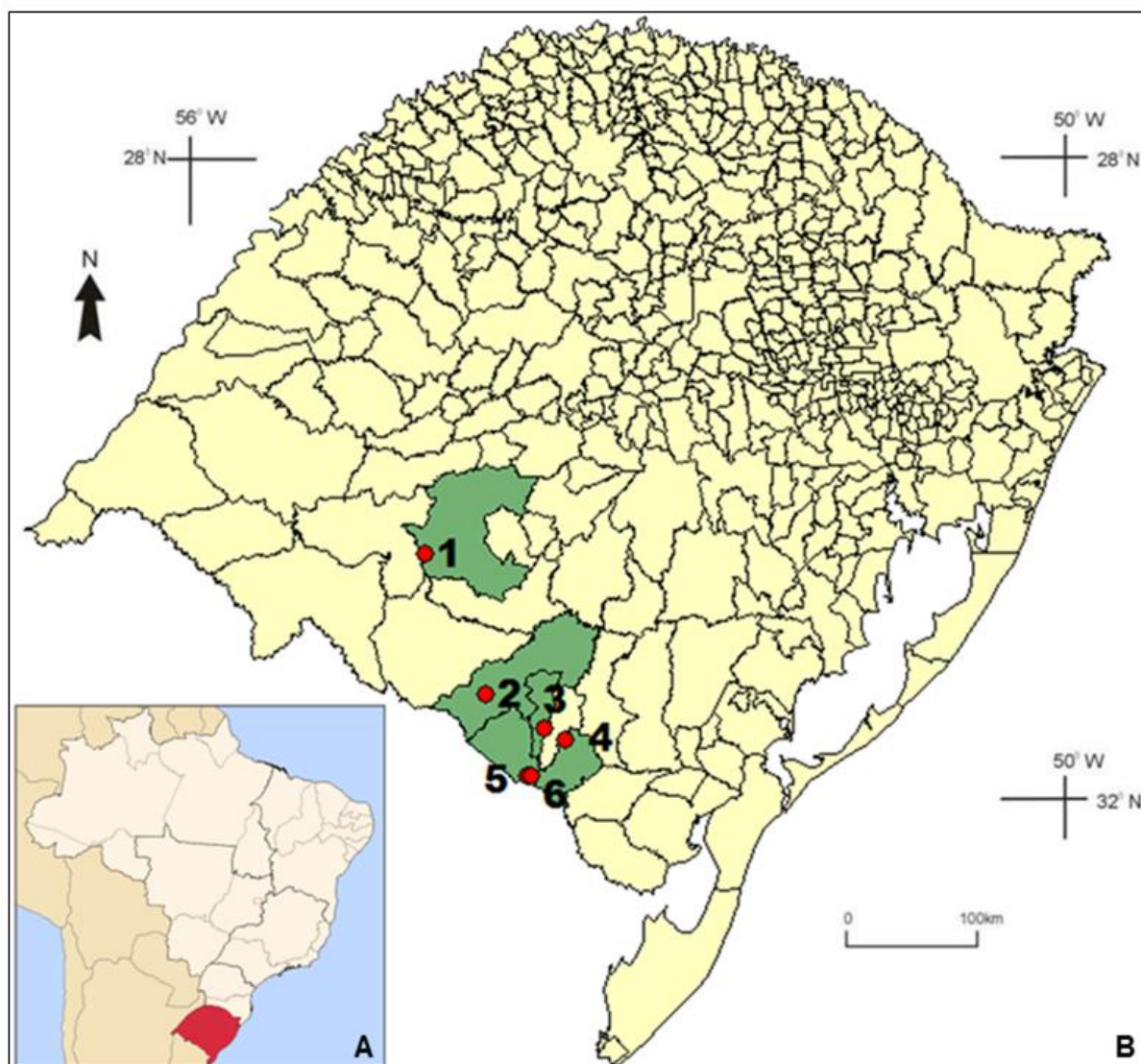


Figura 35. A: localização do Estado do Rio Grande do Sul no Brasil. **B:** localização dos afloramentos estudados (pontos vermelhos). Os municípios no qual se encontram estão destacados em verde. 1: Passo São Borja, São Gabriel; 2: Passo do Viola, Bagé; 3: COOPAUL, Hulha Negra; 4: PM-I, Pedras Altas; 5: Aceguá 1, Aceguá; Aceguá 3, Aceguá. Modificado de IBGE (2014).

4.1. Análise de Fácies

É usual no estudo de rochas sedimentares de várias localidades o estabelecimento de fácies com definição ampla, as quais podem ser reconhecidas em mais de um afloramento. Isto é possível porque os processos físicos que regem a geração de formas de leito são comuns a todos os ambientes (Miall, 2010). Por sua vez, isto permite a atribuição de modelos de fácies esperadas em um determinado ambiente ou evento deposicional (e.g., Dott & Bourgeois, 1982; James & Dalrymple, 2010).

No presente estudo foi possível identificar 12 fácies, diferenciadas principalmente por seu processo deposicional gerador, e secundariamente por atributos que refletissem energia do ambiente. Estas estão apresentadas na Tabela 1. Estrutura interna, forma externa, tamanho de grão/partícula/bioclasto, comprimento de onda, conteúdo e/ou disposição fossilífera, entre outros, foram utilizados como critérios diferenciais para os fins específicos deste trabalho.

Seguindo a metodologia de Dalrymple (2010), através do reconhecimento dos processos geradores das fácies, é possível agrupá-las em associações de fácies e, para cada associação, é possível atribuir um ambiente deposicional – ou neste estudo, um tipo de evento deposicional.

A seguir, serão apresentados os perfis colunares dos afloramentos estudados, já com as interpretações resultantes da análise de fácies.

Tabela 1. Fácies estabelecidas para o presente trabalho.

Fácies	Código	Descrição	Processo sedimentar	Observações
Folhelho negro	F	Argilito e folhelho negro.	Decantação por assentamento gravitacional de partículas em ambiente anóxico.	Podendo ser betuminoso, e por vezes descolorado devido ao intemperismo.
Calcilutito laminado	Cl	Calcilutito com laminação plano-paralela intercalado com níveis de maior abundância de matéria orgânica, e carapaças de crustáceos achatadas.	Decantação por assentamento gravitacional de partículas.	Substituição por dolomita dificulta a determinação da granulometria.
Brecha intraformacional	S1	Calcirrudito com clastos de tamanho até seixo, compostos por calcisiltito com laminação plano paralela; matriz também de calcisiltito.	Fluxo unidirecional de alta energia ou fluxo de densidade.	Ocorre sempre na base das sequências calcárias, em contato erosivo com folhelho.
Calcarenito plano-paralelo.	S2	Calcarenito intraclástico sem matriz, com abundantes carapaças de crustáceos pigocefalomorfos; estratificação plano-paralela, e poucos fósseis de mesossaurídeos.	Fluxo unidirecional em regime de fluxo superior.	
Calcarenito maciço	S3	Calcarenito fino maciço.	Possível regime trativo sem visualização aparente da forma de leito.	Estruturas não visíveis possivelmente devido à recristalização, ou a boa seleção.
Calcarenito com ECH de grande porte	S4a	Calcarenito bioclástico e/ou intraclástico com ECH de grande porte (até 8 m); Associado a conglomerado bioclástico fosfático (<i>bonebed</i>), tendo disposição caótica e ossos de até 4 cm.	Assentamento de grãos e partículas em suspensão sob a influência de fluxo combinado de alta energia com forte componente oscilatória.	Teor de siliciclásticos e seleção muito variáveis; por vezes suportada pelos bioclastos fosfáticos (<i>bonebed</i>).

Calcarenito com ECH de pequeno porte	S4b	Calcarenito bioclástico ou intraclástico com ECH de pequeno porte; Carapaças de crustáceos orientadas; Ocorrem de ossos de mesossaurídeos de até 2,5 cm.	Assentamento de grãos e partículas em suspensão sob a influência de fluxo combinado de energia média a baixa, com componente oscilatória dominante.	Ossos de mesossaurídeos acumulados na superfície entre <i>sets</i> de lâminas. Carapaças de pigocefalomorfos formando concentrações, orientadas quanto à estratificação.
Calcarenito com <i>wave ripples</i>	S5a	Calcarenito (?) com intensa recristalização, e com laminação ondulada simétrica marcada por veios milimétricos concordantes de calcita.	Fluxo oscilatório.	
Lamito com <i>wave ripples</i>	S5b	Intercalação milimétrica de pelito laminado com siltito apresentando <i>wave ripples</i> .	Fluxo oscilatório de baixa energia.	
Espatito	E	Estruturas sedimentares obliteradas por recristalização.	Indeterminado.	
Bentonita	B	Argila de origem vulcânica.	Decantação por assentamento gravitacional de cinzas vulcânicas.	
Calcário	L	Calcário com textura botrioidal (?).	Precipitação química.	Pode ser resultado de alteração diagenética.

Dados da pesquisa (2014).

4.1.1. Afloramento Passo São Borja

UTM 719232 m E

21J 6628072 m N

O Afloramento Passo São Borja localiza-se à beira do Rio Santa Maria, cerca de 45 km a sudoeste da cidade de São Gabriel. O afloramento já foi alvo de uma série de estudos, principalmente relacionados a seu conteúdo fossilífero (e.g. Amaral, 1971; Grings *et al.* 2011).

Posicionado no lado externo do meandro do rio, consiste basicamente em um corte na calha do rio onde afloram folhelhos betuminosos e não betuminosos, havendo no meio uma lente de calcários exposta por erosão diferencial (fig. 36).



Figura 36. Afloramento Passo São Borja. Calcários aflorantes em maio a folhelhos, à beira do Rio Santa Maria, no município de São Gabriel, RS. Dados da pesquisa (2014).

Quando visitado em janeiro de 2014, o nível do rio estava alto, mas logo abaixo das rochas calcárias (fig. 36). Deste modo, foi possível realizar a descrição das unidades de maior interesse. Porém, observações de variação lateral e forma externa das camadas ficaram prejudicadas devido à dificuldade de locomoção no local.

O perfil colunar do afloramento encontra-se no apêndice 1. Puderam ser observados dois níveis de calcirruditos de 7 e 10 cm intercalados a folhelhos negros, apresentando base erosiva (fig. 37). Os calcirruditos foram interpretados como brechas intraformacionais, formados pela destruição de sedimentos consolidados anteriormente pela ação de um fluxo de alta energia, provavelmente gravitacional, devido à falta de orientação da matriz. Esta interpretação se deve à similaridade composicional dos clastos com a matriz. Estas duas litologias foram designadas respectivamente de fácies S1 e F no perfil colunar. Acima do terceiro nível de folhelhos, ocorre um contato abrupto com a fácies S2: calcarenito intraclástico com laminação plano-paralela (fig. 38 A, B)

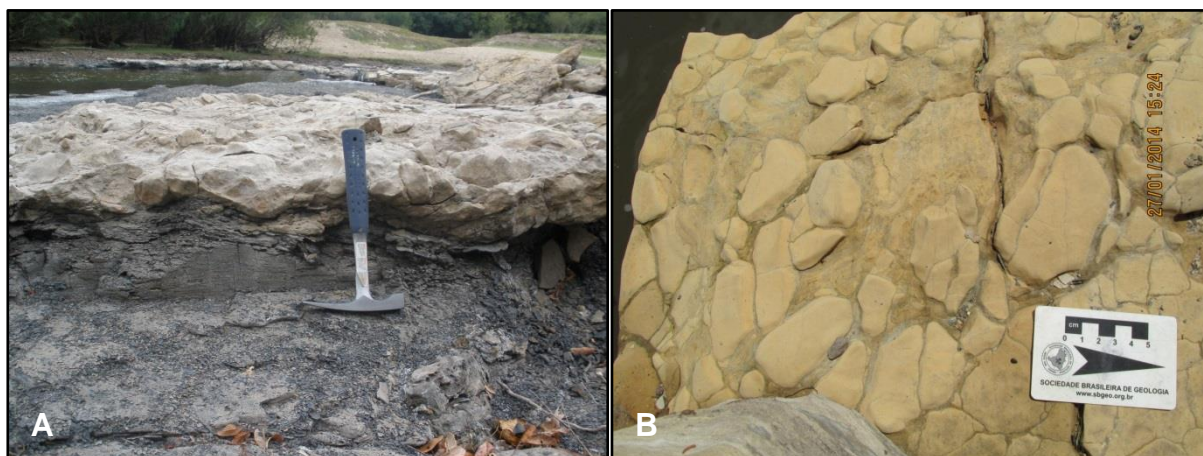


Figura 37. Fácies S1: brechas intraformacionais. **A:** vista em perfil; foto cortesia de Karin Goldberg. **B:** vista em planta, escala em centímetros; dados da pesquisa (2014).

Tendo neste afloramento 10 cm de espessura, a fácies S2 é muito rica em carapaças de crustáceos pigocefalomorfos. Estas carapaças encontram-se em sua maioria como componentes de intraclastos, ocorrendo completamente desarticuladas, e geralmente fragmentadas. Porém, em superfícies específicas, formam acumulações extremamente densas (fig 38C). Por vezes nestes níveis são encontrados ossos de répteis mesossaurídeos semi-articulados (fig 38C) e esparsos ossos isolados (fig. 38B). No topo da camada são encontrados abdomens estendidos de crustáceos semi-articulados (fig. 38D). Uma amostra dessa fácies foi enviada para laminação (PSB-02).



Figura 38. Fácies S2, calcarenito com estratificação plano-paralela. **A:** amostra ilustrando face fresca. **B:** rocha *in situ*, onde são observados esparsos ossos de mesossaurídeos. **C:** nível extremamente rico em carapaças de crustáceos pigocefalomorfos, e mostrando coluna semi-articulada de mesossaurídeo. **D:** carapaça de crustáceo pigocefalomorfos semi-articulada, no topo da camada. Escalas em centímetros. Dados da pesquisa (2014).

Acima da fácies S2 encontra-se a unidade mais característica do afloramento, os calcarenitos com estratificação cruzada *hummocky* associados a conglomerados bioclásticos fosfáticos – *bonebeds*, aqui designado de fácies S4a, com 10 cm de espessura. O empacotamento dos ossos é denso, apresentando orientação caótica em planta. Carapaças de crustáceos, apesar de presentes, são de difícil observação macroscopicamente, tendo sido vistas na lâmina feita desta fácies (PSB-03; ver seção 4.3, petrografia). A amostra PSB-03 foi coletada nesta fácies (fig. 39).

Seguem novamente 5 cm de pelitos laminados negros, designados como fácies F. Porém, ocorrem neste nível nódulos calcários. Acima destes, pode ser observada por 15 cm uma intercalação de pelito laminado com siltito, apresentando *wave*

ripples (fig. 40), aqui designados como fácies S5b. Podem ser encontrados dois níveis com concentrações de ossos de mesossaurídeos aos 88 e 90 cm do perfil.



Figura 39. Amostra PSB-03, da fácies S4a. Escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).

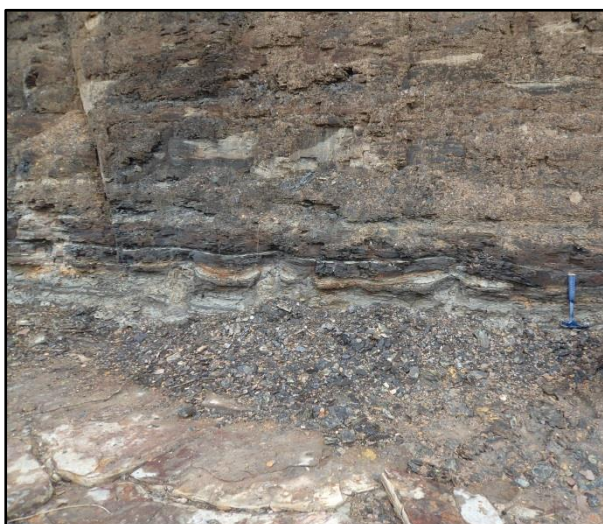


Figura 40. Pelito laminado intercalado com siltito, apresentando *wave ripples*. Fácies S5b. Dados da pesquisa (2014).

Logo acima das *wave ripples* pode ser observada uma estrutura em forma de “V” preenchido por calcarenito fino, a qual corta e flexiona a laminação dos pelitos adjacentes (fig. 41). Foi também ali encontrada uma costela de mesossaurídeo. Esta estrutura foi interpretada como uma *gutter cast* (Myrow, 1992; Plint, 2010). Sendo as *gutter casts* características da base de tempestitos, é inusitado sua ocorrência no topo da sucessão. Porém, uma explicação possível é que esta estrutura de corte e preenchimento seja a expressão distal de um fluxo geostrópico canalizado, gerado por uma tempestade subsequente, de menor intensidade. As ondas desta tempesta-

de não tiveram energia o suficiente para tocar o fundo no local do afloramento, fato evidenciado pela preservação as *wave ripples* e sucessão constante de folhelhos acima destas.

Após esta fácies, persistem os folhelhos negros até os 4 m de altura, onde começa a se formar solo.



Figura 41. Estrutura de corte e preenchimento em lama interpretada como uma *gutter cast*, acima do nível calcário. Marcas da escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).

4.1.2. Afloramento Passo do Viola

UTM 756884 m E

21J 6525798 m N

O Afloramento Passo do Viola é um corte na estrada que leva à localidade de mesmo nome (fig 42), passando a entrada da Granja São Francisco (a granja está representada no mapa topográfico), no município de Bagé, RS. O local foi encontrado durante a atividade de campo da disciplina Mapeamento Geológico Básico I, do curso de geologia da UFRGS, pelo grupo denominado “Faixa 3”, composto pelos

estudantes Augusto Furtado, Marcelo Lindenberg, Maurício Salvi, e Thales Petry, sob orientação da Prof.^a Karin Goldberg, em março de 2013, sendo então denominado PAP-3005.



Figura 42. Afloramento Passo do Viola, município de Bagé, RS. Dados da pesquisa (2014).

Como pode ser observado no apêndice 2, o perfil colunar do afloramento se inicia por 1,7 m de folhelhos negros, sendo inseridos na fácies F. Seguem dois níveis de cerca de 7 cm de calcarenito espático, não sendo possível observar estruturas internas. Apresenta aspecto “blocoso” (fig. 43), de modo que poderiam ser brechas, mas a recristalização intensa impede a observação precisa.



Figura 43. Calcarenito espático na base do nível, fácies E. Dados da pesquisa (2014).

Após mais um nível com 4 cm de folhelhos negros, está depositado sobre um contato abrupto um espatito que, ao contrário das camadas calcárias subjacentes, preservou sua estrutura externa. Nesta camada de cerca de 15 cm pode ser observada estratificação gentilmente ondulante com truncamentos de baixo ângulo, interpretada como Estratificação Cruzada *Hummocky*, com comprimento de onda de cerca de 2 m (fig. 44). Algumas raras carapaças de crustáceos podem ser observadas na lâmina feita deste nível (PVL-02; ver seção 4.3, petrografia). A esta fácies foi dada a designação S4b.



Figura 44. Estratificação gentilmente ondulada com truncamento de baixo ângulo, e comprimento de onda de 2 m, a qual foi interpretada como Estratificação Cruzada *Hummocky*. Dados da pesquisa (2014).

Foram encontrados no local do afloramento, porém rolados, blocos de calcarenito recristalizado com estratificação ondulada, contendo ossos de mesossaurídeos concentrados (fig. 45). Estes se encontram completamente desarticulados, e não apresentam orientação preferencial. Quando em face fresca, se apresentam relativamente bem preservados. Uma lâmina petrográfica destas amostras foi confeccionada (PVL-03).



Figura 45. Amostra contendo ossos de mesossaurídeos desarticulados. Escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).

4.1.3. Afloramento COOPAUL

UTM 228577 m E

22J 6501260 m N

O afloramento COOPAUL ocorre à beira da estrada (fig. 46A) que leva à cooperativa homônima, dentro do Assentamento Conquista da Fronteira, no município de Hulha Negra, RS. Foi encontrado durante uma atividade de salvamento paleontológico pelo Prof. Felipe Pinheiro.

A exposição, cujo perfil se encontra no apêndice 3, apresenta 6 m de exposição, iniciando com 50 cm de pelito negro laminado (F). Observa-se então uma camada de 10 cm de argilito, sem silte, de coloração amarela (fig. 46B). Esta foi interpretada como bentonita, *i.e.*, argila montmorilonítica de origem vulcânica. Esta já foi encontrada em testemunhos de sondagem (Padula, 1968). Análises para confirmação de sua composição e possível datação estão sendo conduzidas pelo mestrando Aurélio Fagundes, sob orientação do Prof. Norberto Dani (UFRGS).



Figura 46. A: vista geral do afloramento COOPAUL; dados da pesquisa (2014) **B:** camada de bentonita; foto cortesia de Aurélio Fagundes.

A fácies F volta a ocorrer por mais 1,15 m, onde é sobreposta erosivamente por uma camada de 15 cm de uma brecha intraformacional muito similar à do afloramento Passo São Borja, com clastos de até 4 cm (S1; fig. 47A). Segue uma camada de calcarenito recristalizado maciço, de 15 cm. Não é possível saber ao certo se a camada apresenta estruturas internas originais, ou se foram obliteradas devido à recristalização. Foi dada a esta fácies o código de S3. E completando o nível calcário, são observados mais 20 cm de calcarenito fino com estratificação gentilmente ondulada ($< 15^\circ$), atribuído à fácies S4b (fig. 47B). Não foi possível observar o comprimento de onda devido à falta de exposição. Foram encontrados esparsos ossos de mesossaurídeos em meio às laminações (fig. 47C). Este nível calcário se encontra ilustrado por inteiro na figura 47D.

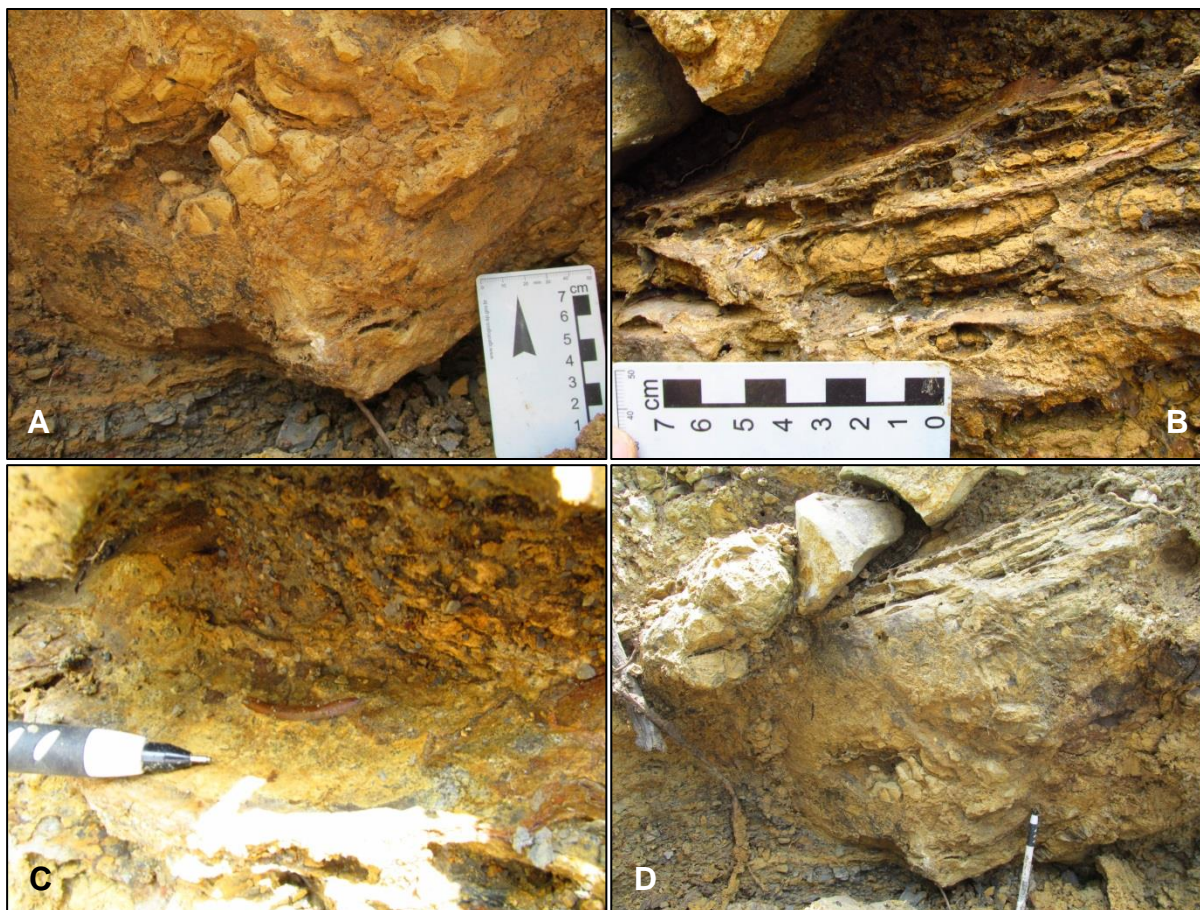


Figura 47. **A:** detalhe da brecha intraformacional na base, fácies S1. **B:** detalhe da estratificação gentilmente ondulada ($< 15^\circ$), fácies S4b. **C:** detalhe de costela de mesossaurídeo encontrada na fácies S4b. **D:** primeiro nível calcário. Dados da pesquisa (2014).

Acima deste nível, por 60 cm as rochas estão demasiado alteradas para identificação litológica. A fácies F retorna por mais 1 m, onde se encontra sobreposto um calcarenito fino apresentando de 5 cm de espessura, com estratificação plano-paralela, atribuído à fácies S2 (fig. 48A). Acima deste se observa novamente a fácies S1, com espessura de 15 cm (fig. 48B). Foram encontrados fragmentos de ossos de mesossaurídeos nesta camada. Logo acima, uma camada muito intemperizada de 15 cm de calcarenito fino com estratificação gentilmente ondulada (S4b). Nesta camada foram observadas carapaças de crustáceos pigocefalomorfos, e um nível da estratificação com acumulação de ossos de mesossaurídeos (fig. 48C). Esta amostra foi enviada à laminação (COO-02). Os sedimentos imediatamente acima desta camada encontram-se intensamente intemperizados. Este segundo pacote calcário está ilustrado na figura 48D.

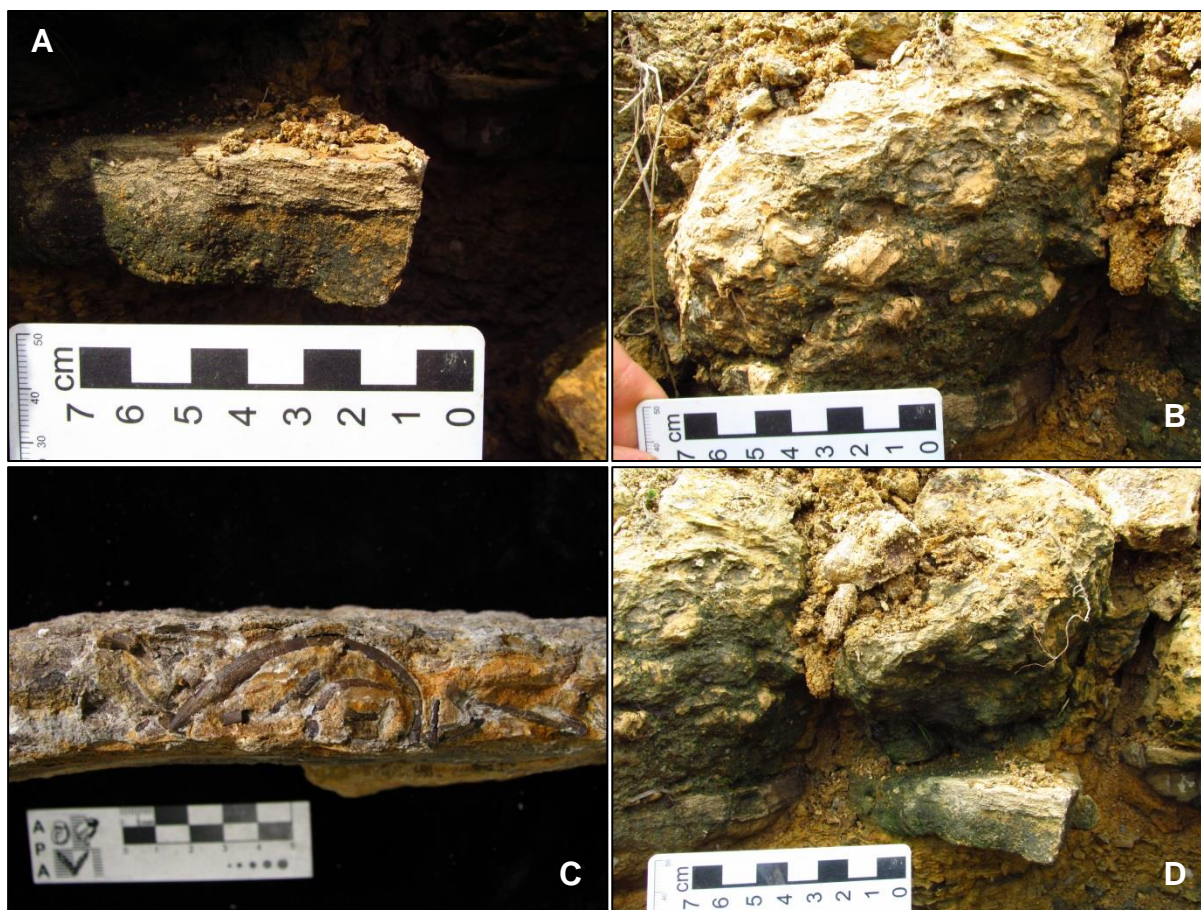


Figura 48. **A:** calcarenito com estratificação plano-paralela, fácies S2. **B:** brecha intraformacional, fácies S1. **C:** amostra COO-02, mostrando fino nível de ossos de mesossaurídeos desarticulados, da qual foi feita uma lâmina petrográfica; escala em centímetros. **D:** segundo nível calcário. Dados da pesquisa (2014).

Acima se observa a fácies F em diferentes níveis de alteração, até aos 5,6 metros do perfil, onde pode ser observada mais uma brecha intraformacional com base erosiva (S1), sobreposta por um calcarenito fino com estratificação ondulada (S4b). Por fim, são observados mais 30 cm de pelitos negros (F).

4.1.4. Afloramento PM-I (Biboca)

UTM 242336 m E

22J 6493021 m N

Este pequeno afloramento encontra-se em um corte de estrada a oeste do município de Pedras Altas (fig. 49). Foi citado por Rösler (1970) por conter concentrações de carapaças de crustáceos pigocefalomorfos.



Figura 49. Afloramento PM-I (Biboca), em estrada secundária no município de Pedras Altas.

O afloramento tem no total 85 cm, e seu perfil colunar pode ser encontrado no apêndice 4. Os primeiros 20 cm são compostos por folhelhos negros (F). Os 35 cm seguintes compreendem um calcilutito com laminação plano-paralela, muito fina (lembrando um folhelho), onde se intercalam níveis com mais matéria orgânica. São observadas nos planos da laminação várias carapaças achatadas de crustáceos. Esta fácies foi determinada como CI no perfil.

Os 15 cm seguintes são uma camada de calcarenito intra- e bioclástico com carapaças de crustáceos em 3D (fig. 50), fragmentadas em sua maioria. A esta fácies foi dedicada uma lâmina petrográfica, cuja observação permitiu a designação de fácies S2 para este nível.



Figura 50. Amostra da fácies S2 do afloramento PM-I. Escala em centímetros. Dados da Pesquisa (2014).

A fácies CI retorna nos próximos 5 cm, sendo seguida por um veio de calcita concordante de 3 cm. Os últimos 7 cm são ocupados pela fácies S2, porém com mais crustáceos visíveis.

4.1.5. Afloramento Aceguá 1

UTM 783555 m E

21J 6467410 m N

Este afloramento foi apresentado por Azevedo e Dias-da-Silva em um resumo para a Paleo-RS de 2011. É um corte de açude feito para os arrozais dentro da Fazenda Maria Castelhana, a leste do município de Aceguá.

O afloramento, cujo perfil se encontra no apêndice 5, também se inicia com a fácies F, podendo ser encontradas raras escamas de peixes nos planos da laminação. Com um contato suavemente erosivo, sobrepõe-se à fácies F uma camada de 30 cm de calcarenito fino com recristalização muito intensa, tendo a laminação marcada por veios milimétricos (figs. 51A). Estes veios, possivelmente lâminas completamente substituídas, ainda preservam sua estrutura externa, com laminação ondulada simétrica – *wave ripple* (fig. 51B). A esta fácies foi designado o código S5a. Um veio de calcita concordante de 3 cm separa esta camada da camada de calcarenito médio com estratificação plano-paralela apresentando carapaças (S2), que se sucede por 50 cm. Esta fácies grada para um calcarenito médio com estratificação gentilmente ondulada truncada, sendo atribuído à fácies S4b (fig. 51C, D).

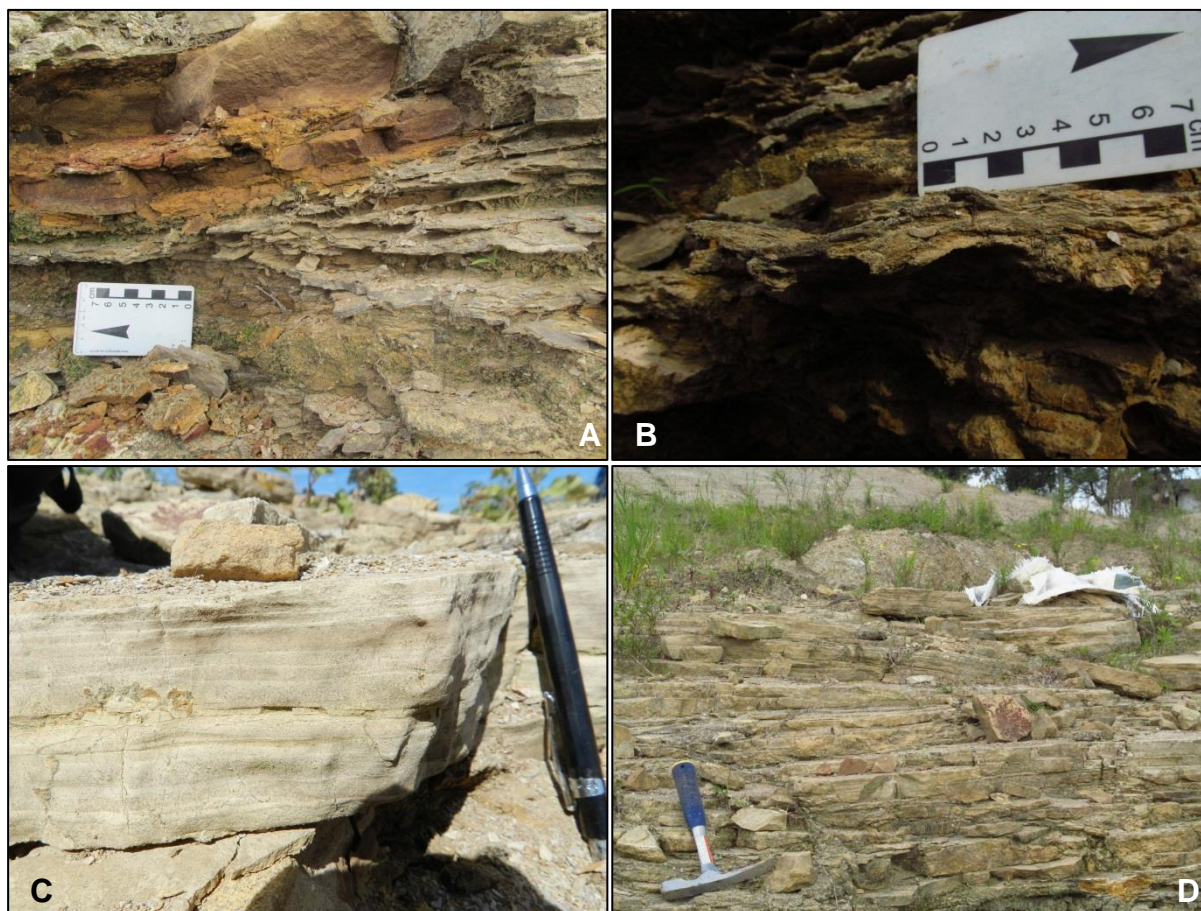


Figura 51. **A:** laminação marcada por veios milimétricos, fácies S5a; escala em centímetros. **B:** *wave ripples* marcadas por camadas recristalizadas, fácies S5a. **C:** Calcarenito com estratificação plano-paralela, fácies S2. **D:** Calcarenito com estratificação plano-paralela (S2) gradando a ECH (fácies S4b). Dados da pesquisa (2014).

Sobre esse nível calcário, a fácies F sucede por 6 metros. Porém, aos 2,7, 4,5, e 5,0 m podem ser encontradas conglomerados fosfáticos bioclasto-suportados, *i.e.* densas concentrações fósseis de mesossaurídeos – *bonebeds*, os quais extremamente intemperizados e friáveis (fig. 52A, B). A matriz entre os grãos de argila e óxidos, porém quase inexpressiva, de modo que os ossos se destacam com a menor agitação. Os ossos estão caoticamente distribuídos, havendo costelas de até 4 cm de comprimento. Estas concentrações se dispõem em camadas com mínima continuidade lateral, possivelmente lentes. Aparentam ter sido exauridas apenas nestas poucas incursões de campo. Também são encontrados em meio aos folhelhos intemperizados níveis de bentonita, tendo entre 1 e 6 cm de espessura, indicados no

perfil (fácies B; anexo 5). Os níveis próximos aos 6 e 8 m, mais espessos, foram levados para análise.

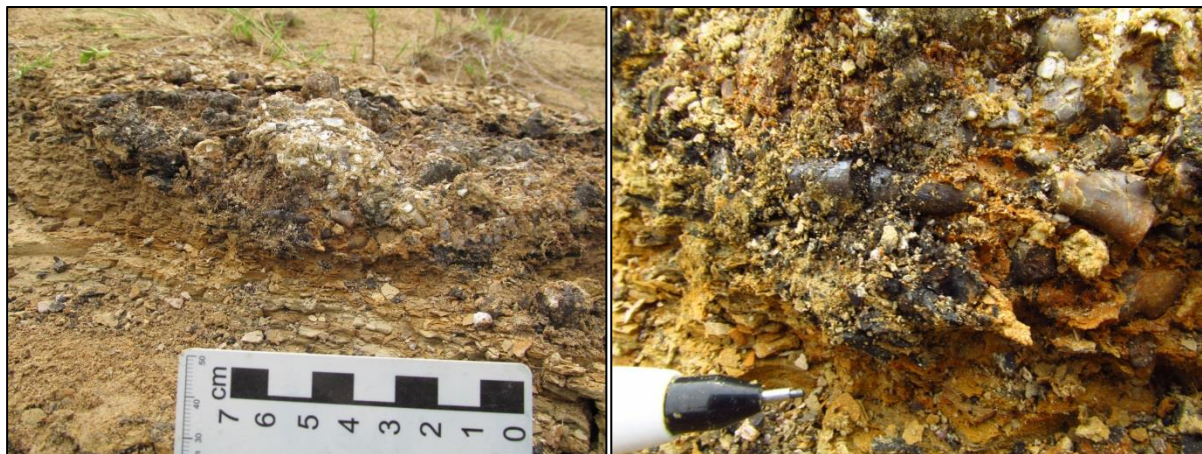


Figura 52. A: *bonebed* de mesossaurídeos *in situ*, extremamente intemperizado. B: detalhe do *bonebed* intemperizado. Dados da pesquisa (2014).

Os últimos 50 cm de rocha são compostos por um folhelho síltico avermelhado, onde são encontradas impressões de crustáceos pigocefalomorfos com excelente preservação (fig. 53). Por estar mais próxima do solo, acredita-se que a coloração seja intempérica, de modo que estes sedimentos foram também incluídos à fácies F.



Figura 53. Porção superior do afloramento Aceguá 1, fácies F. Impressões de segmentos abdominais de pigocefalomorfos. Dados da pesquisa (2014).

Pode ser observada na parte superior do afloramento uma falha, que gerou uma dobra de arrasto. Esta, porém, tem influência apenas em suas imediações (fig. 54).



Figura 54. Dobra de arrasto causada por falha. Dados da pesquisa (2014).

Foi encontrado associado aos *bonebeds* intemperizados um calcirrudito/conglomerado muito recristalizado contendo fósseis de mesossaurídeos. O calcirrudito pode também ser referido como um *bonebed*, e apresenta estratificação gentilmente ondulada (fig. 55A) o que, junto com seus atributos tafonômicos (fig. 55A, B), levou-a a ser considerada como pertencente à fácies S4a (mesma fácies do *bonebed* do afl. Passo São Borja). Pela disposição de campo, e constituintes, os *bonebeds* intemperizados foram considerados como a mesma rocha dos calcarenitos, porém severamente transformada pelo intemperismo, como evidenciam as figuras 55C e D. Desta litologia foi feita uma lâmina petrográfica: AC1-03.

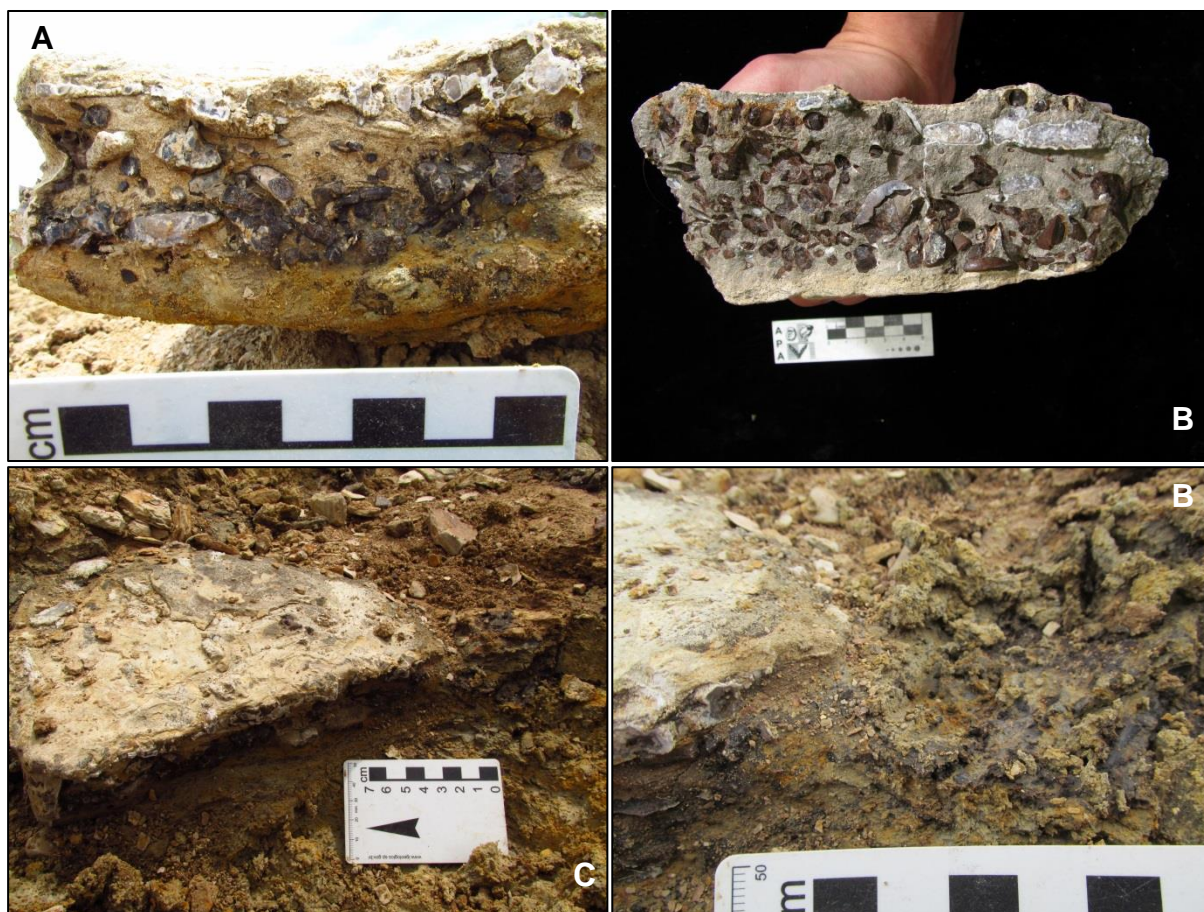


Figura 55. **A:** calcirrudito/conglomerado com bioclastos fosfáticos (ossos de meosaurídeos), e estratificação gentilmente ondulada. **B:** amostra AC1-03 mostrando face fresca. **C:** calcirrudito/conglomerado como encontrado em campo. **D:** detalhe mostrando relação entre o calcirrudito e o conglomerado bioclástico fosfático; escala em centímetros.

4.1.6. Afloramento Aceguá 3

UTM 781011 m E

21J 6369319 m N

Este afloramento encontra-se muito próximo do último descrito, e também dentro da Fazenda Maria Castelhana. Seu perfil encontra-se no apêndice 6.

É um afloramento pequeno, o qual foi parcialmente destruído para a geração de um canal do açude para os arrozais (fig. 56 A e B). Inicia-se com a fácies F por 1,35 m, havendo aos 1,10 m um nível de 3 cm aparentemente de calcário precipitado quimicamente.

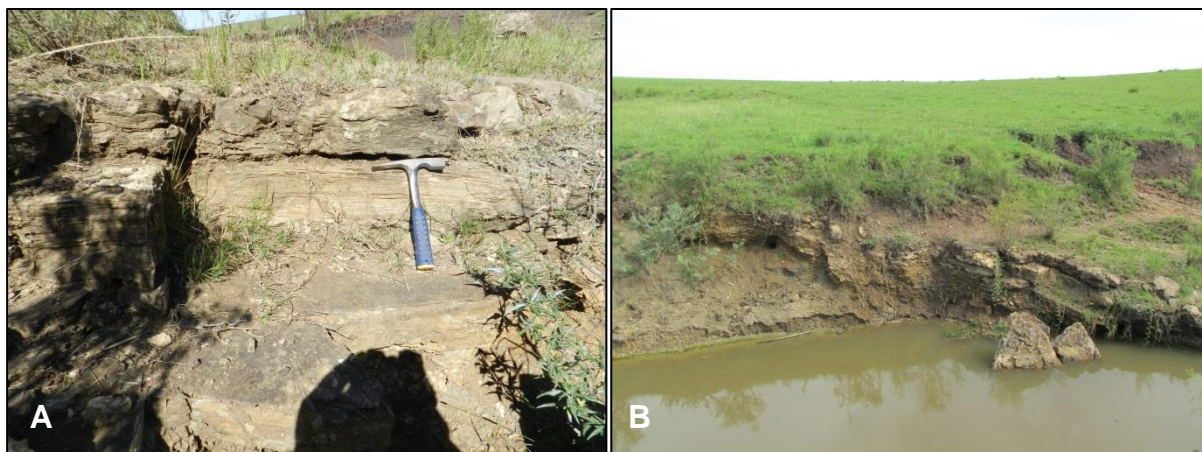


Figura 56. “Antes e depois” do afloramento Aceguá 3. **A:** rochas calcárias aflorantes; visita feita em março de 2013. **B:** afloramento parcialmente destruído; visita feita em fevereiro de 2014. Dados da pesquisa (2014).

Dispõe-se erosivamente sobre o folhelho a fácies S1 (fig. 57A), tendo 20 cm. Esta é sobreposta por duas camadas de 10 cm cada de calcarenito fino com estratificação plano-paralela (S2), seguido por duas camadas calcarenito fino maciço (S3) com 5 cm de espessura. Uma última camada com 15 cm da fácies S2 ocorre antes da camada superior: calcarenito fino com ECH com comprimento de onda de 0,5 m, aqui atribuído à fácies S4b, com espessura de 15 cm.



Figura 57. **A:** Brecha intraformacional, fácies S1. **B:** Camadas com estratificação plano-paralela (S2) seguida de ECH de pequeno porte (0,5 m; fácies S4b). Dados da pesquisa (2014).

Foi encontrado no local do afloramento, mas também rolado, uma rocha com um nível de fósseis de mesossaurídeos (fig. 58). Estes se encontram desarticulados e concentrados em um único nível, sem acumulação vertical.

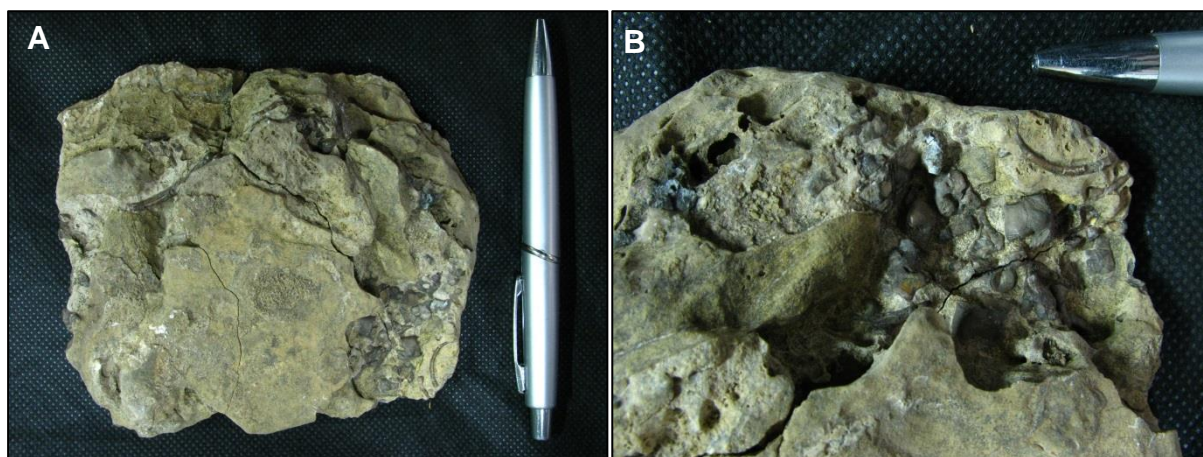


Figura 58. **A:** amostra de calcarenito com fósseis de mesossaurídeos, encontrada no afloramento Aceguá 3. **B:** detalhe dos fósseis. Dados da pesquisa (2014).

4.2. Difractometria de Raios-X

A difratometria de raios-X foi utilizada para determinar os tipos minerais não identificáveis ao microscópio óptico. Em especial, foi útil no presente estudo para diferenciar o tipo de carbonato não tingido pela alisarina. Inicialmente, os carbonatos não tingidos presentes nas lâminas PSB-02 e PMI-02 foram interpretados como siderita. Porém, como pode ser observado nas figuras 59 e 60, trata-se de dolomita, que raramente apresenta a forma romboédrica característica, estando muitas vezes pseudomórfica. Ressalta-se a semelhança química dos dois afloramentos, distanciados mais de 150 quilômetros.

Os três difratogramas referentes ao afloramento Passo do Viola se mostram constantes quanto a composição, refletindo a intensa recristalização da calcita que domina essas rochas (figs. 61-63).

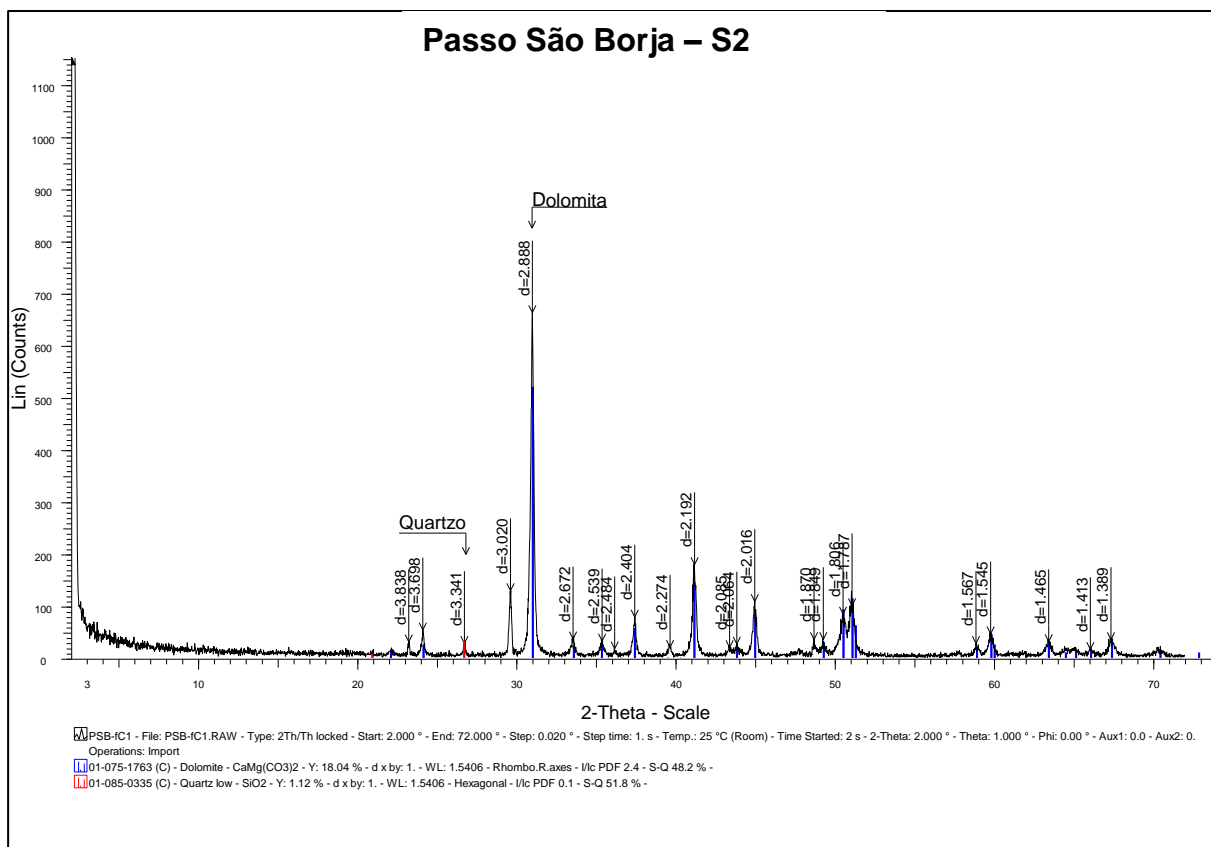


Figura 59. Difratoograma da fácies S2 do afloramento Passo São Borja. Dados da pesquisa (2014).

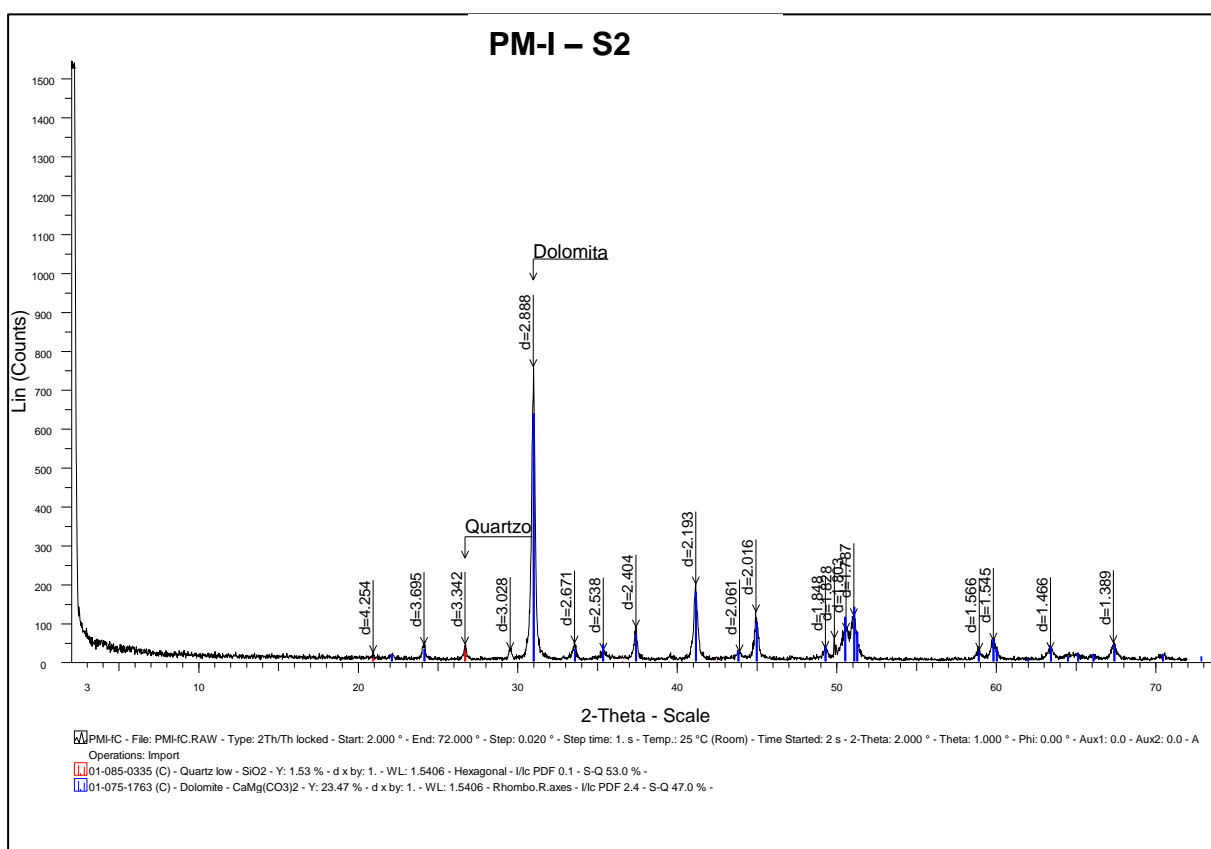


Figura 60. Difratoograma da fácies S2 do afloramento PM-I. Dados da pesquisa (2014).

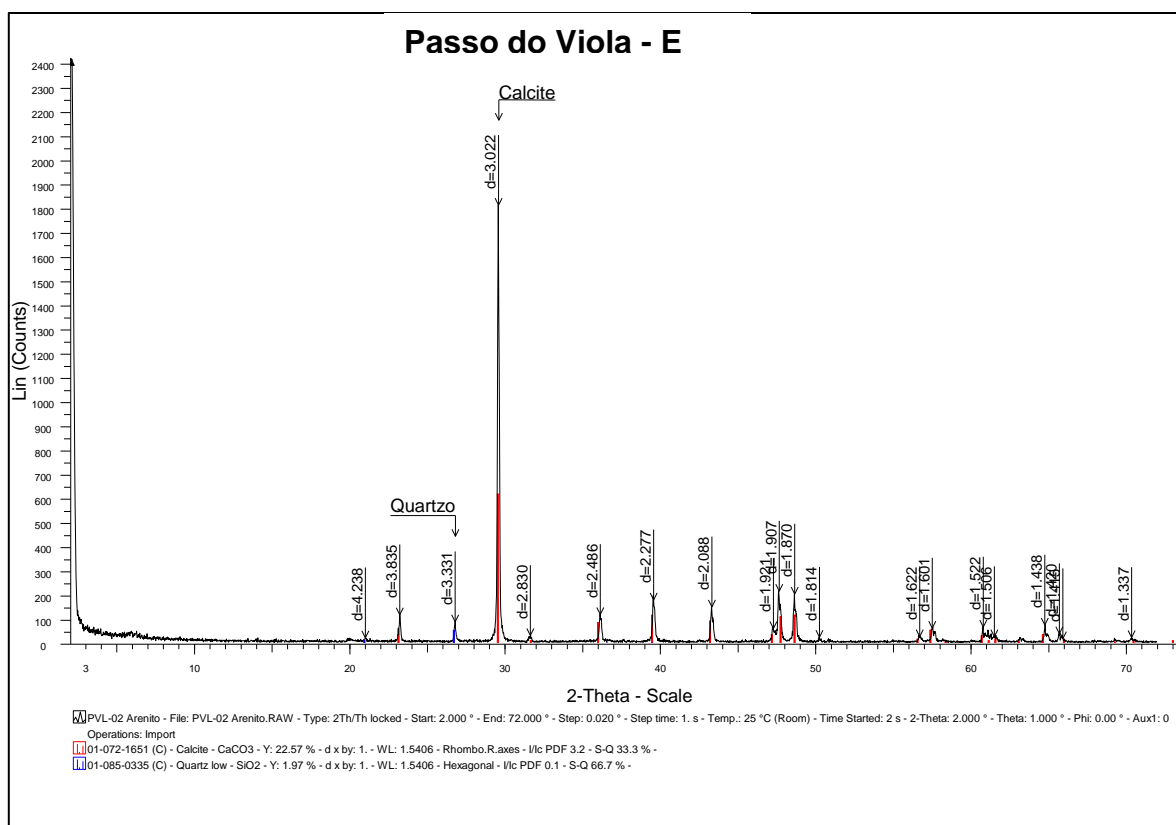


Figura 61. Difratoograma da fácies E (superior), Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).

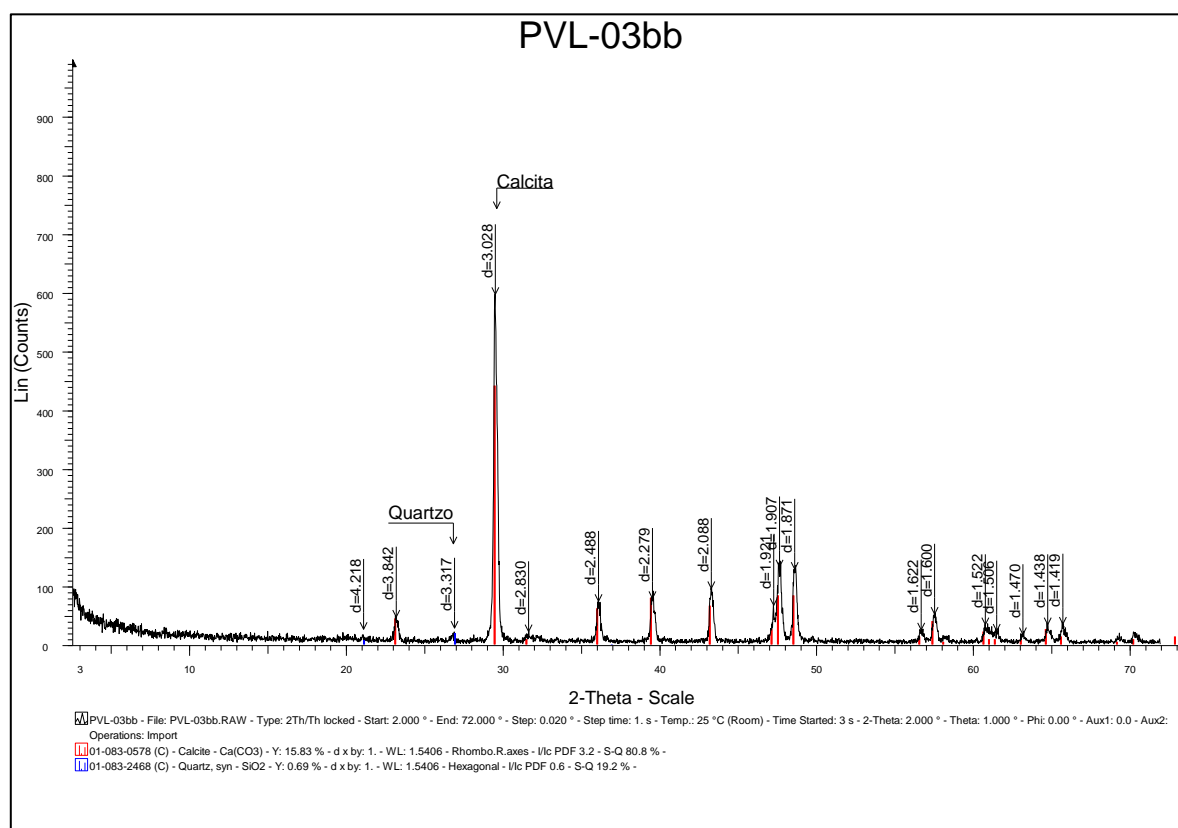


Figura 62. Difratoograma da amostra **Passo do Viola – S4b** 4b, encontrada no afloramento Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).

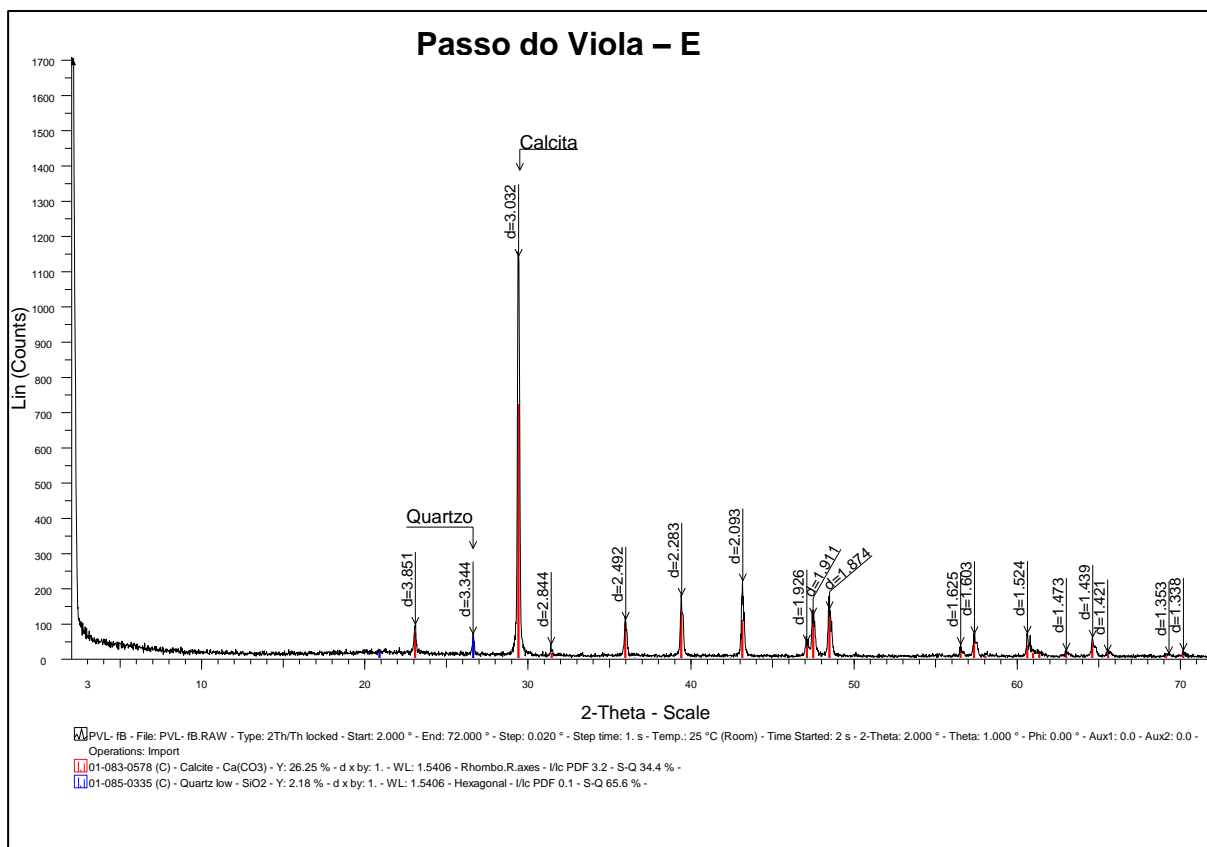


Figura 63. Difratoograma da fácies E (inferior) do afloramento Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).

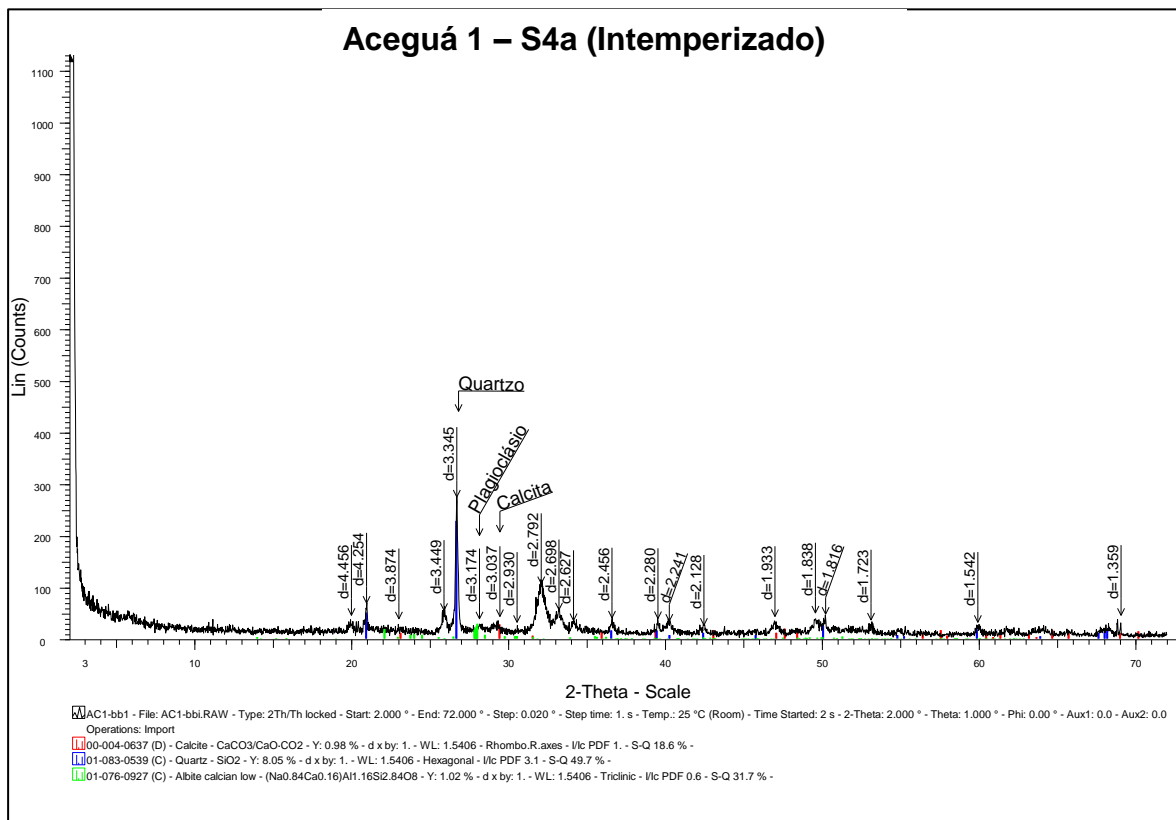


Figura 64. Difratoograma do *bonebed* intemperizado do afloramento Aceguá 1. Dados da pesquisa (2014).

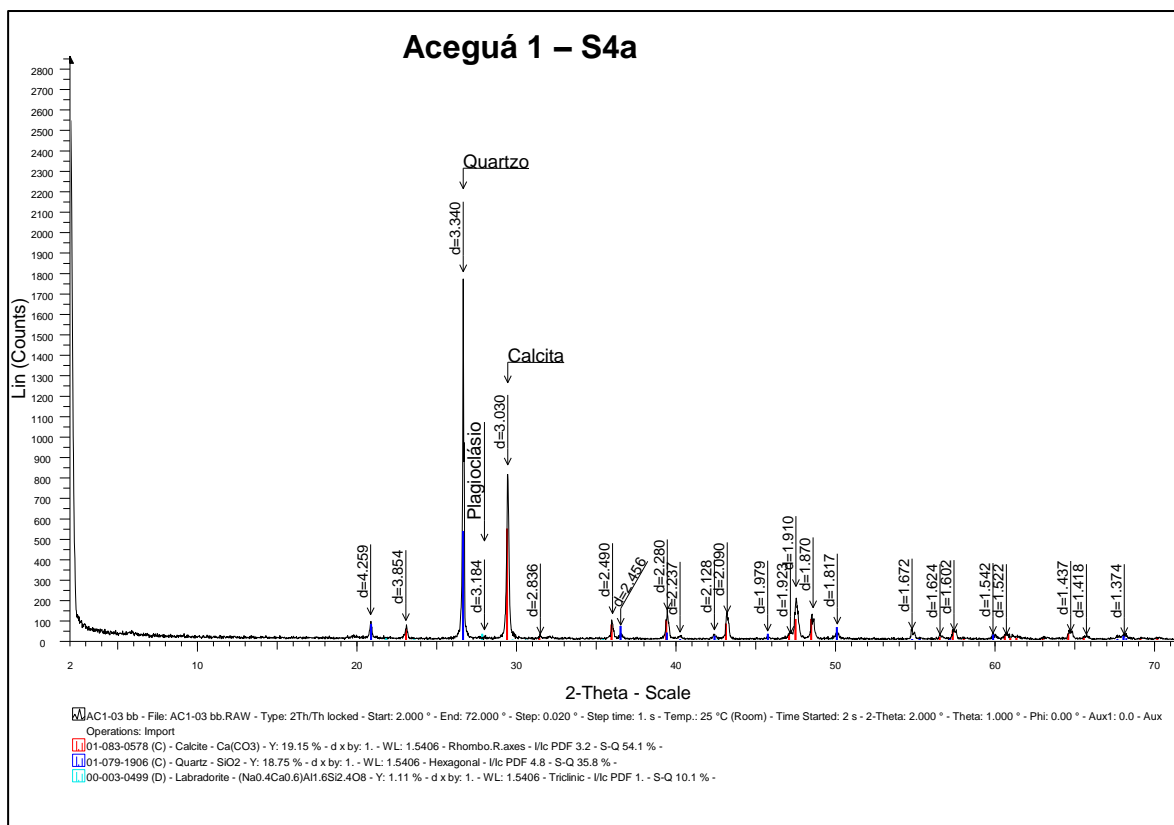


Figura 65. Difratoograma do calcirrudito/conglomerado, fácies S4a, do afloramento Aceguá 1. Dados da pesquisa (2014).

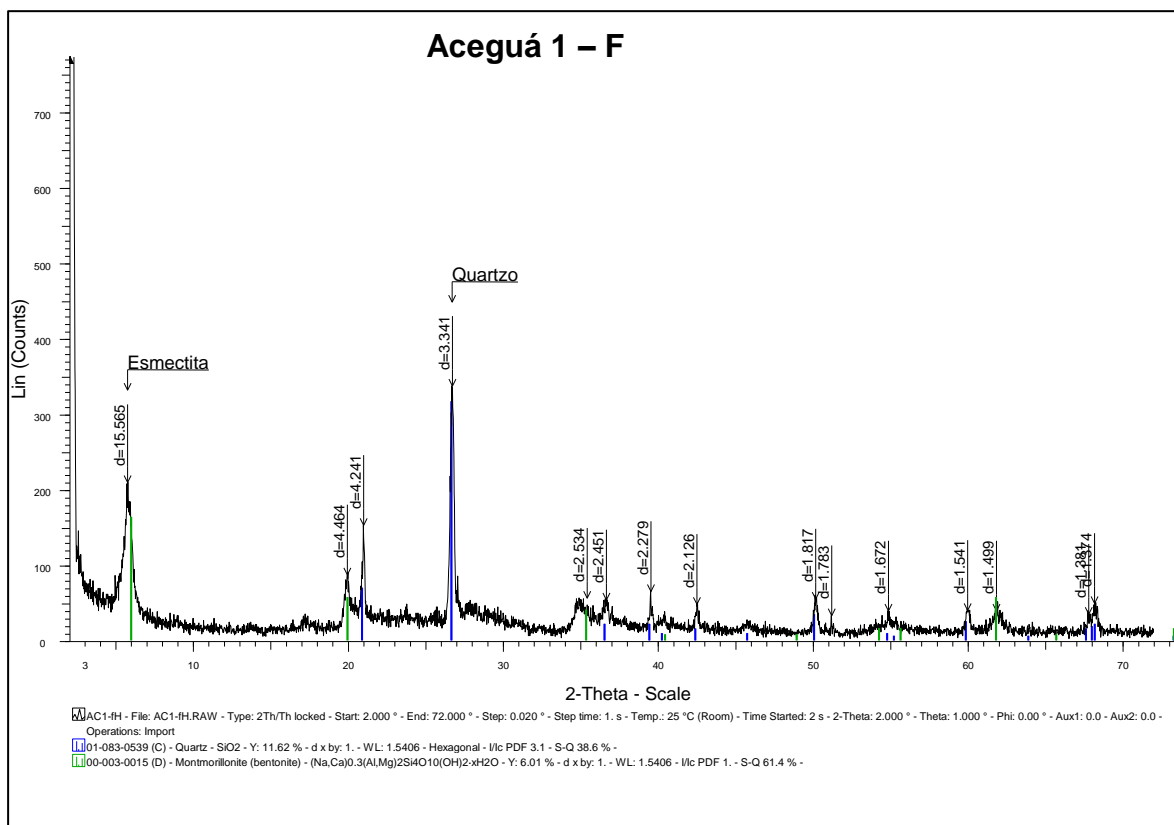


Figura 66. Difratoograma da fácies F descolorida do afloramento Aceguá 1. Dados da pesquisa (2014).

O difratograma do *bonebed* intemperizado do afloramento Aceguá 1 (fig. 64), como era de se esperar, difere consideravelmente dos outros. Porém, os picos dos minerais identificados, apesar de apresentarem intensidades diferentes, são os mesmos do calcirrudito/conglomerado bioclástico fosfático do qual se acredita ter se originado (fig. 65), o que reforça essa inferência.

Finalmente, o difratograma referente à fácies S4b mostra picos de calcita e quartzo, o que já era esperado.

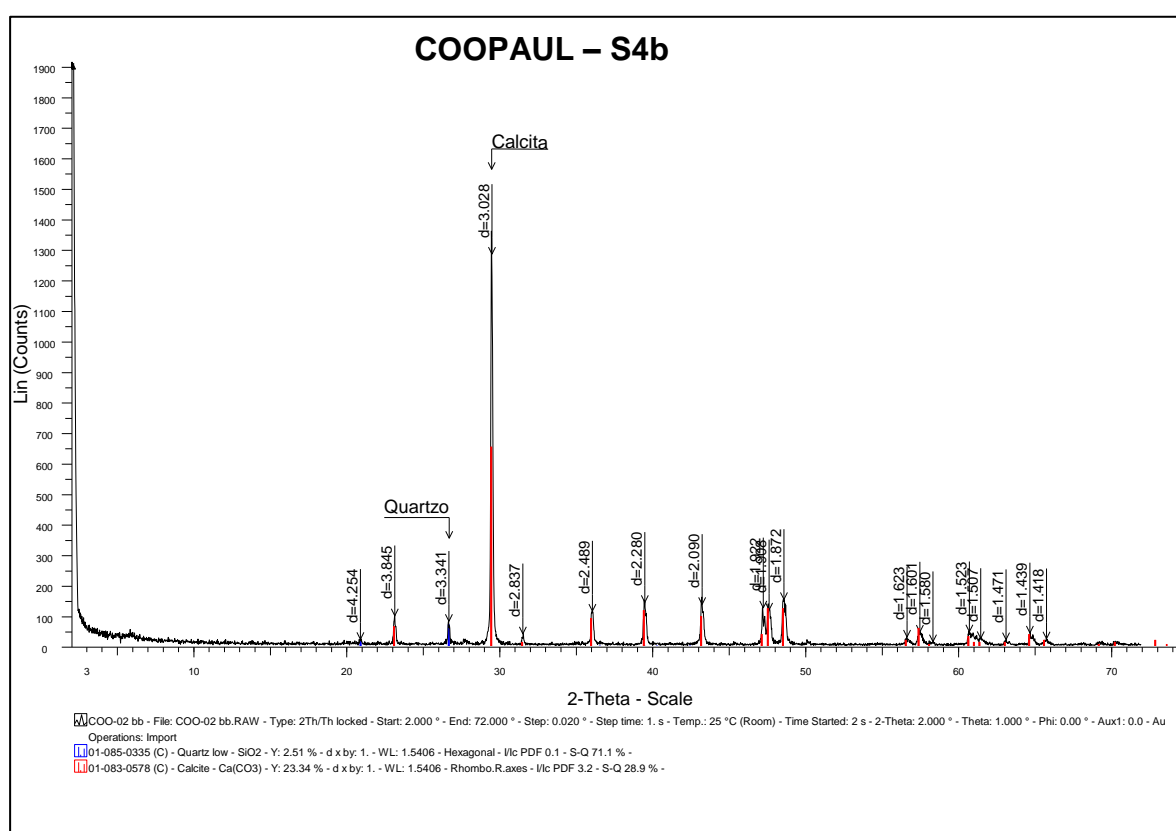


Figura 67. Difratograma da fácies S4b do afloramento COOPAUL. Dados da pesquisa (2014).

4.3. Petrografia

Descrição macroscópica das litologias é uma análise necessária no processo identificação de fácies, de modo que a mesma já foi feita para a análise de fácies. Nesta seção, serão apresentadas as descrições das lâminas petrográficas confeccionadas.

A descrição das feições microscópicas das rochas calcárias da Formação Irati se mostrou um desafio. A reatividade dos calcários, o grande intervalo de tempo, e as severas condições de intemperismo permitiram que as rochas sofressem vários eventos de modificações pós-deposicionais. Cabe aqui ressaltar que um estudo muito mais aprofundado seria necessário para compreensão plena de todos os eventos e modificações diagenéticas ocorridos nestas rochas, o que não foi foco do presente estudo.

Fotos de lâminas tiradas a nicóis descruzados (“luz natural”) serão referidos nas legendas como “ND”, e nicóis cruzados (“luz polarizada”), “NC”. A escala de granulometria utilizada foi a de Udden-Wentworth (1922 *apud* Adams *et al.* 1984)

4.3.1. Lâmina PSB-02

Calcarenito intraclástico composto majoritariamente por intraclastos, peloides, e bioclastos, cimentado por calcedônia e calcita.

Apresenta laminação marcada por diferença composicional e granulométrica (fig. 68). Os níveis com maior quantidade de bioclastos (compondo intraclastos ou não) foram mais intensamente cimentados. Ocorrem fraturas preenchidas por calcita as quais cortam a laminação e partículas.

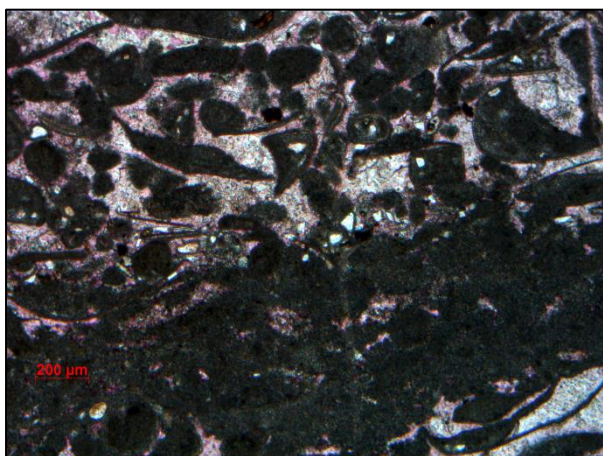


Figura 68. Laminação composicional e granulométrica. ND. Dados da pesquisa (2014).

A granulometria se apresenta bimodal, tendo os bioclastos (e os intraclastos que eles compõem) entre 0,32 e 2,5 mm, tendo por moda tamanho areia fina. Intraclastos não compostos por bioclastos têm entre 0,074 e 0,41 mm, tendo por moda silte fino. As classes não estão sempre bem separadas, devido à equivalência hidráulica, e.g., os bioclastos por serem mais alongados apresentam maior área de contato e são portanto mais facilmente transportados.

A rocha é suportada pelas partículas, estando estas sub-paralelas à laminação, e tendo empacotamento normal (fig.68).

Intraclastos (53%) são em geral alongados, tendo orientação sub-paralela à laminação, e dimensões de 0,56 a 2,5 mm (fig. 69). São formados majoritariamente por peloides e bioclastos, sendo freqüentemente limitados por estes últimos. Os constituintes dos intraclastos apresentam características iguais aos grãos isolados.

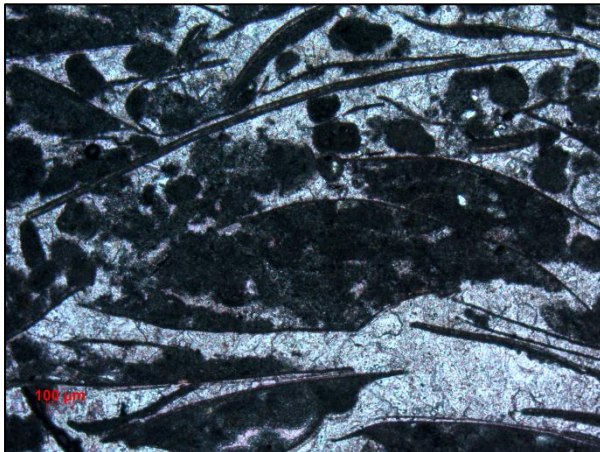


Figura 69. Intraclastos limitados por bioclastos. ND. Dados da pesquisa (2014).

Peloides (10%) são em geral alongados, apresentam forma majoritariamente sub-esférica (levemente ovalada), tendo entre 0,074 e 0,41 mm, podendo ocorrer grãos alongados, os quais estão preferencialmente orientados paralelos à laminação (fig. 70). A grande maioria dos peloides encontram-se substituídos por dolomita. Apresentam, por vezes, franjas fibrosas também substituídas por dolomita, destas algumas estão parcialmente obliteradas. Pirita oxidada é comum em meio aos peloides.

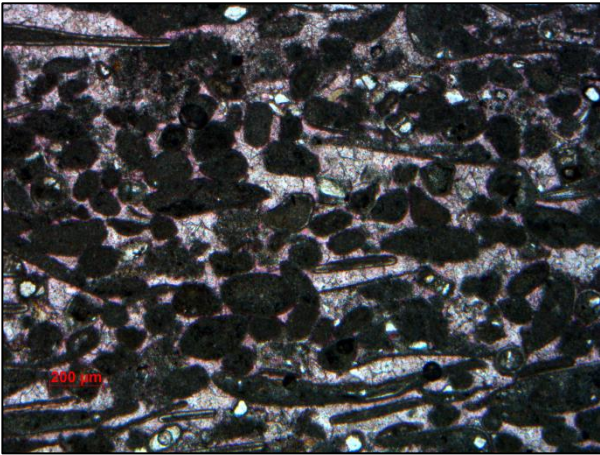


Figura 70. Peloides em meio a intraclastos e siliciclásticos. ND. Dados da pesquisa (2014).

Bioclastos (10%) são compostos por carapaças de crustáceos pigocefalomorfos entre 0,32 e 2,5 mm (fig. 71). Ocorrem substituídos por dolomita, apresentando por vezes franjas fibrosas, também substituídas por dolomita. Preenchimento intragranular ocorre por material peloidal, grãos siliciclásticos, cimento de calcita, ou calcedônia. Apesar de a morfologia de alguns bioclastos com franja assemelharem-se a espículas de esponja, a estrutura interna da partícula, a ausência de franja ao redor de alguns bioclastos, e a ausência de seções transversais de espículas indicam que estas partículas são carapaças com franjas.



Figura 71. Carapaças de crustáceos com franja substituída por dolomita. ND. Dados da pesquisa (2014).

Grãos siliciclásticos (2%) são compostos principalmente por quartzo, havendo também feldspatos (ortoclásio e microclínio) e raras micas (biotita e muscovita), tendo tamanhos entre 0,02 e 0,14 mm (fig. 72). Ocorrem dispersos na lâmina, porém

são mais abundantes nos níveis de menor compactação, e também compondo intraclastos.

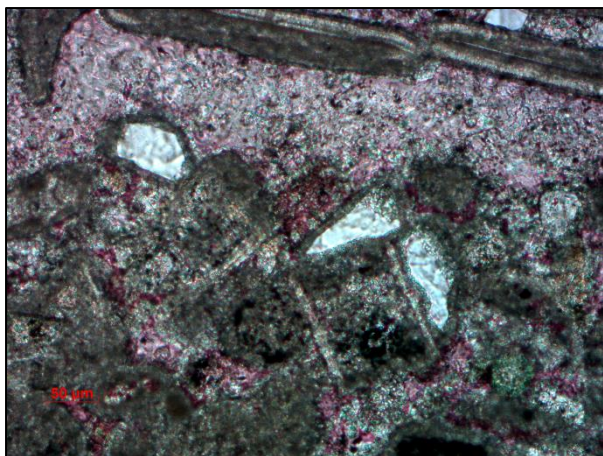


Figura 72. Grãos de quartzo envelopados por dolomita. ND. Dados da pesquisa (2014).

Ocorrem grãos de matéria orgânica vegetal entre 0,11 e 0,86 mm, com preenchimento interno de dolomita, ou cimento de calcita ou sílica. Apresentam também franjas de dolomita.



Figura 73. Material lenhoso. ND. Dados da pesquisa (2014).

Pirita oxidada (2%) ocorre por toda a lâmina, principalmente dentro de intraclastos.

Cimento de calcita (20%) apresenta cristais de 0,04 até 0,15 mm, preenchendo os espaços inter- e intrapartícula (fig.74A). Substituiu material fibroso anterior, visto a disposição de inclusões, ricas em matéria orgânica (fig. 74B).

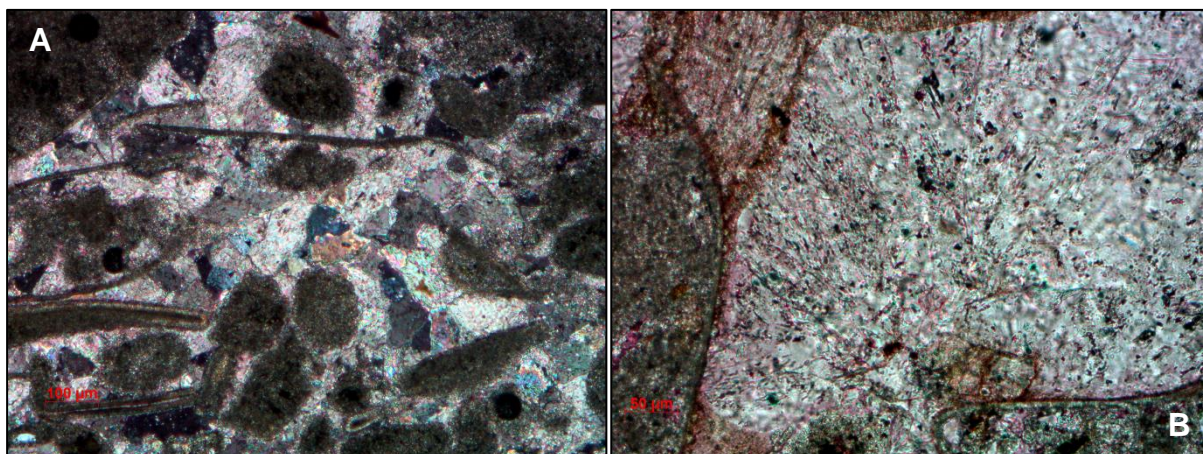


Figura 74. A: cimento de calcita preenchendo porosidade intergranular; NC. **B:** disposição “fibrosa” de inclusões de matéria orgânica nos cristais de calcita; ND. Dados da pesquisa (2014).

Cimento de calcedônia (2%) ocorre preenchendo principalmente porosidade interpartícula, substituindo por vezes o cimento de calcita e parcialmente intraclastos.

A sequencia diagenética pode ser ordenada como:

1. Substituição dos aloquímicos por dolomita.
2. Cimentação por calcita.
3. Cimentação por calcedônia.
4. Formação de pirita.

4.3.2. Lâmina PSB-03

Cacirrudito/conglomerado com intraclastos carbonáticos e bioclastos fosfáticos. Houve intensa formação de pirita.

Rocha apresenta estratificação marcada pela orientação dos bioclastos fosfáticos, grãos alongados, intraclastos, e agregados de quartzo neoforado (fig. 75 A e B).

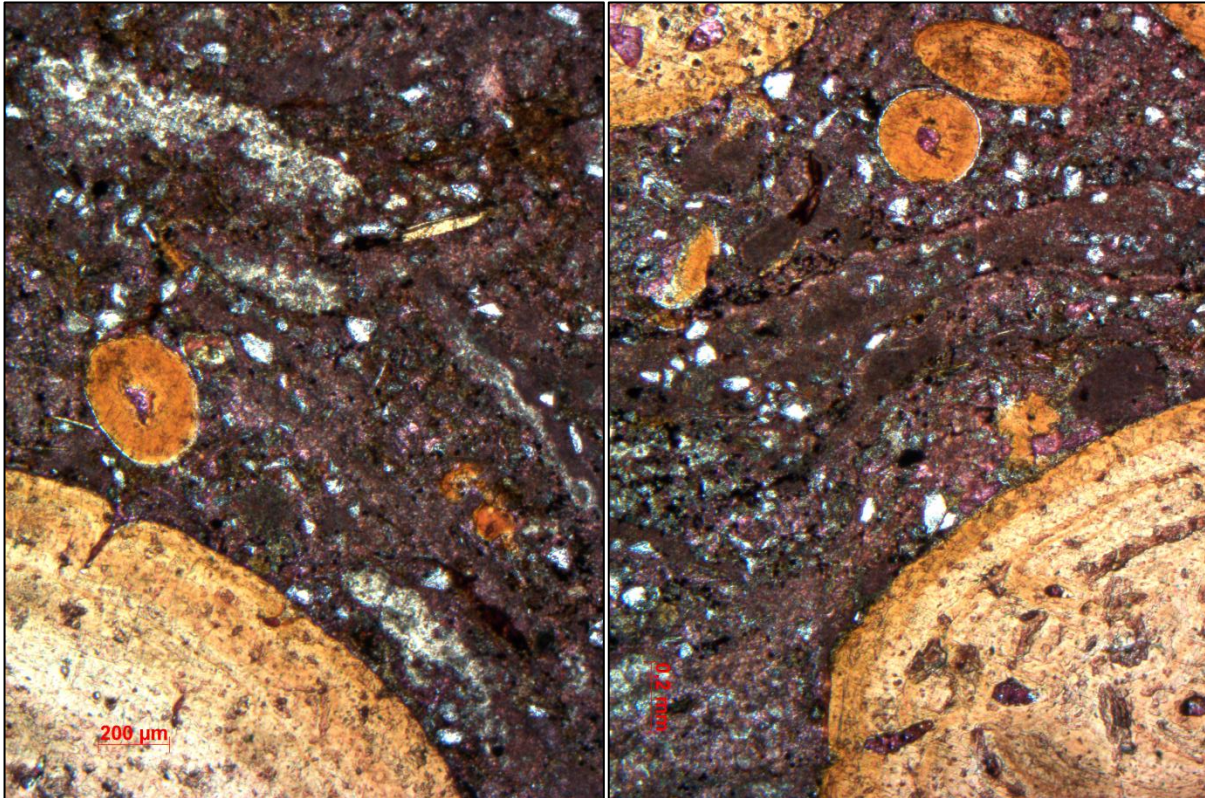


Figura 75. Estratificação marcada por clastos, intraclastos, e agregados de quartzo alongados. **A:** destaque para agregados de quartzo neoformados; ND. **B:** destaque para intraclasto; ND. Dados da pesquisa. (2014).

A rocha é extremamente mal selecionada, havendo grãos desde tamanho silte médio até seixo (bioclastos fosfáticos – ossos de mesossaurídeos).

Grãos siliciclásticos (34%) são compostos por quartzo, feldspato (ortoclásio, plagioclásio, e microclínio) e mica, sendo biotita a forma dominante (fig. 76). Tamanho de grão entre 0,025 e 0,545 mm, sendo a moda areia fina. Quartzo e feldspatos se apresentam sub-angulosos, de contatos retos, e frequentemente substituídos por calcita. O empacotamento é frouxo.

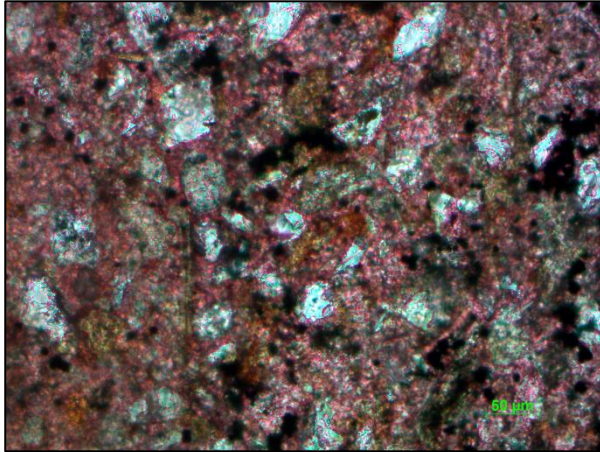


Figura 76. Grão siliciclásticos. Cimento de calcita apresenta maior granulometria em meio aos siliciclásticos. ND. Dados da pesquisa (2014).

Ossos de mesossaurídeos (15%) ocorrem desde bem preservados (fig. 77A) a fragmentados (fig. 77B), apresentando abrasão e faturamento variáveis (fig. 77C), havendo fragmentos de 0,034 mm. Podem ser identificadas costelas, vértebras, e úmeros, tendo o osso mais longo 1,5 cm. Fraturas e região cortical dos ossos preenchida por cimento de calcita (3%).

Carapaças de crustáceos (5%) ocorrem fracamente orientadas quando à estratificação, recristalizadas, tendo entre 0,2 e 1,0 mm.

Intraclastos (20%) têm forma irregular arredondada à alongada, estando estes orientados quanto à estratificação (figs. 75, 78A). Seus limites tornaram-se difusos devido à recristalização da calcita, dificultando por vezes sua individualização. Têm entre 0,084 e 0,471 mm, tendo por moda tamanho areia média.

Foram observados alguns grãos de glauconita entre 0,05 e 0,07 mm (fig. 78B).

Pirita oxidada (4%) ocorre por toda a lâmina, estando mais concentrada paralela à laminação (fig. 79).

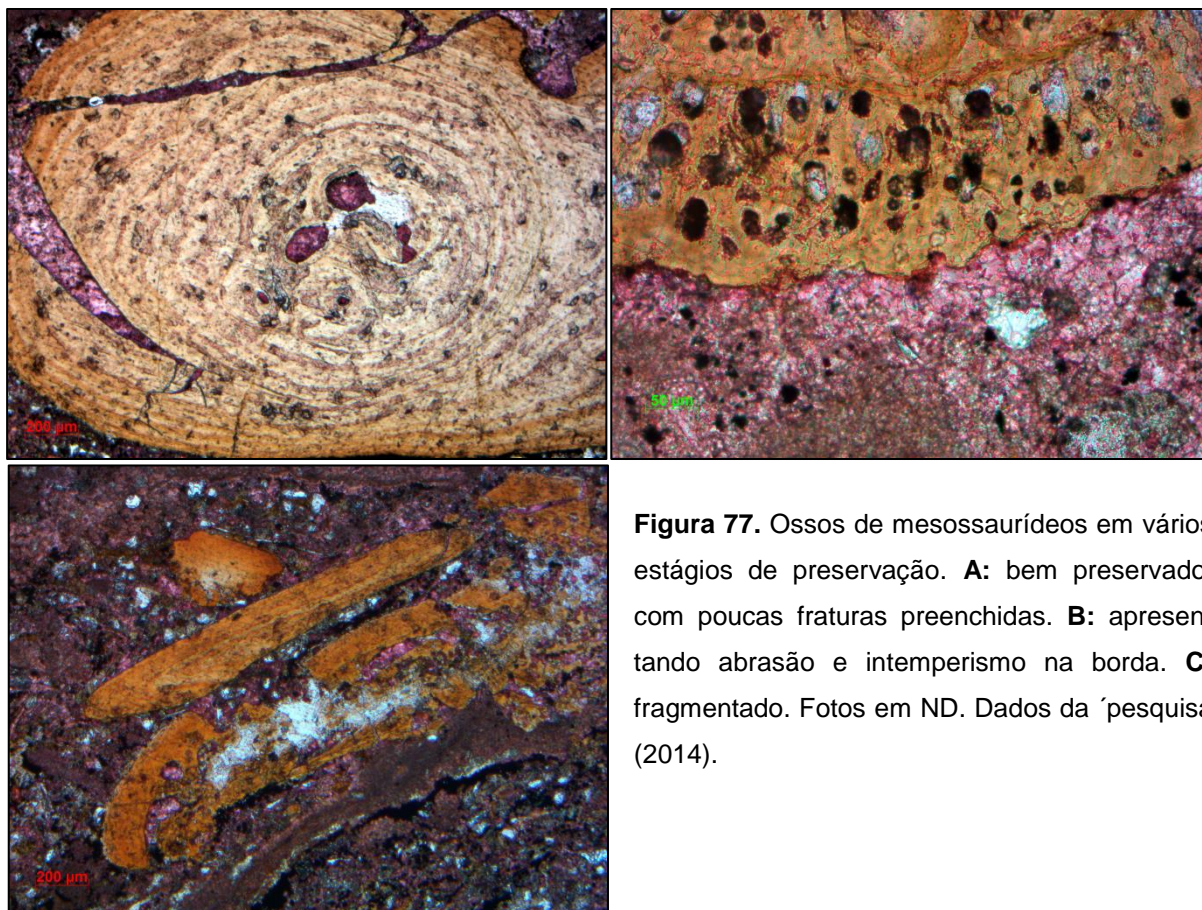


Figura 77. Ossos de mesossaurídeos em vários estágios de preservação. **A:** bem preservado, com poucas fraturas preenchidas. **B:** apresentando abrasão e intemperismo na borda. **C:** fragmentado. Fotos em ND. Dados da pesquisa (2014).

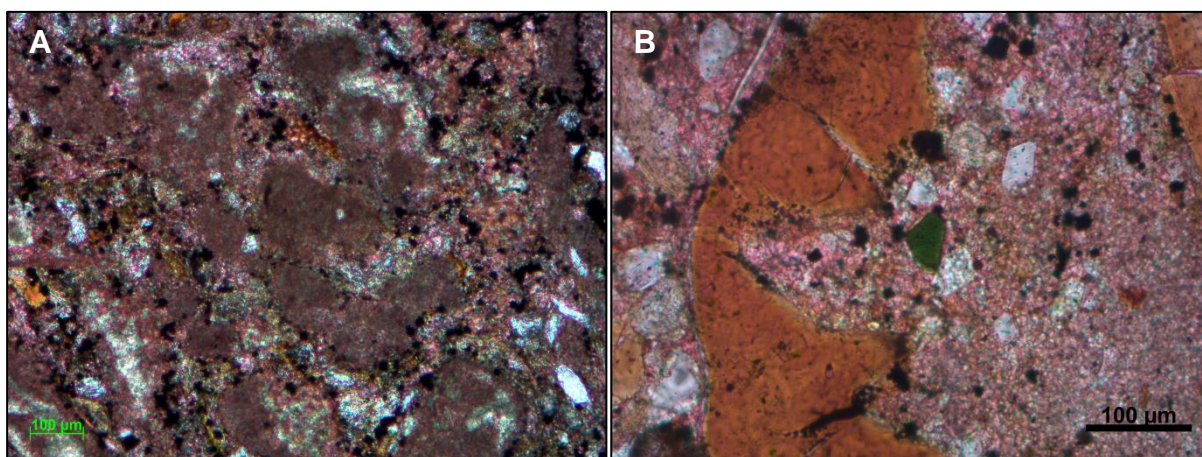


Figura 78. **A:** Intraclastos; ND. **B:** glauconita; ND. Dados da pesquisa (2014).

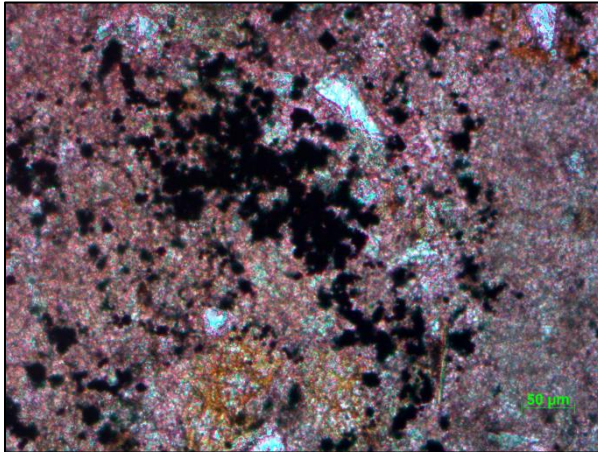


Figura 79. Pirita é extremamente abundante na rocha. ND. Dados da pesquisa (2014).

Ocorrem resquícios de material lenhoso preenchido por cimento de calcita.

Cimento de calcita macrocristalina (15%) ocorre por vezes recobrindo os grãos siliciclásticos (fig. 80A-B).

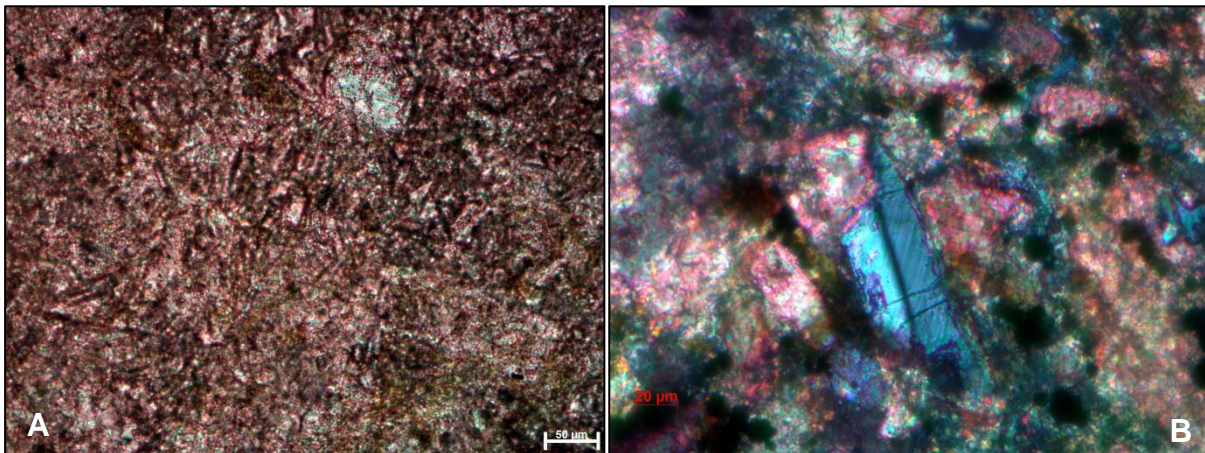


Figura 80. **A:** cimento de calcita; ND. **B:** recobrindo feldspato; NC. Dados da pesquisa (2014).

Cimento de calcedônia ocorre raramente, e se apresenta em agregados irregulares orientados quanto à laminação, substituído por calcita.

Quartzo neoforado (4%) ocorre em agregados irregulares alongados, orientados com a estratificação (fig. 81).

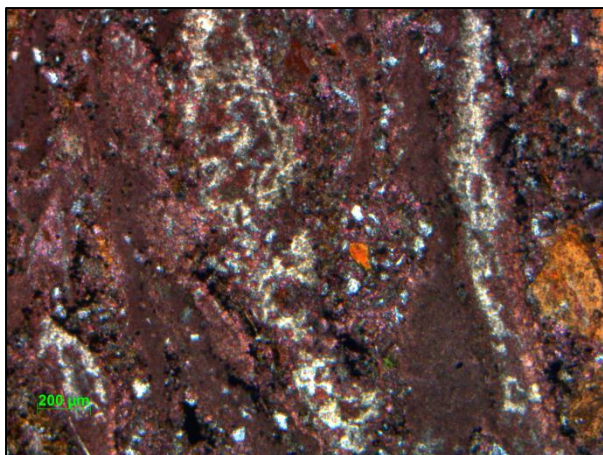


Figura 81. Agregados de calcita neoformada, orientados. ND. Dados da pesquisa (2014).

A sequência diagenética da lâmina pode ser ordenada como:

1. Formação de glauconita.
2. Cimentação por calcita macrocristalina.
3. Cimentação por calcedônia e formação de quartzo.
4. Formação de pirita.

4.3.3. Lâmina PVL-02

Espatito. Ainda é possível observar laminação incipiente marcada por níveis com mais siliciclásticos (chegando a 10%; fig. 82A-B).

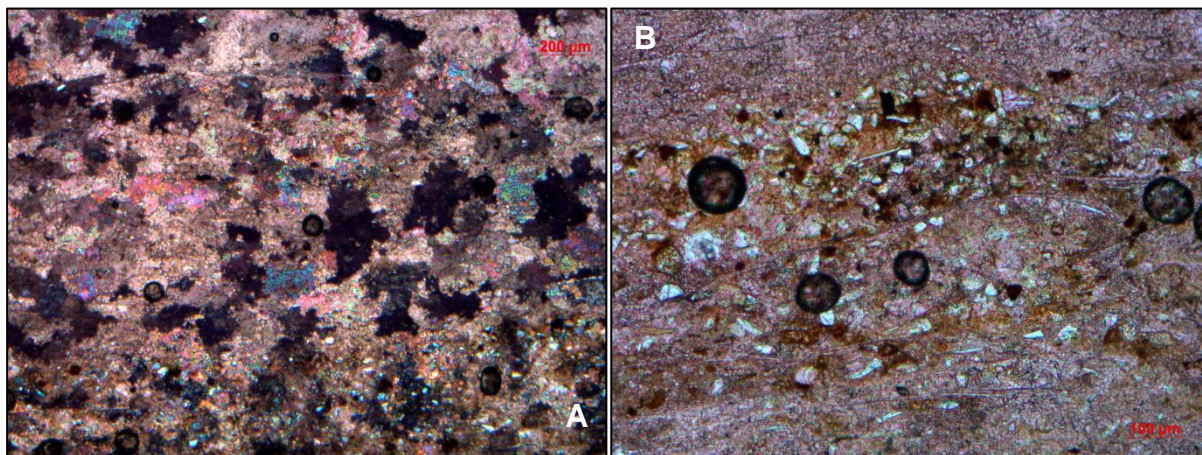


Figura 82. A: panorama geral da lâmina; NC. B: nível enriquecido em carapaças, siliciclásticos, e matéria orgânica; ND. Dados da pesquisa (2014).

Podem-se observar bioturbações evidenciadas por matéria orgânica em “linhas” irregulares perpendiculares à laminação.

Ocorrem fantasmas de bioclastos por toda a lâmina (20%), porém estes estão mais concentrados nos níveis que marcam a laminação, estando paralelos à mesma. Têm entre 0,18 e 1,87 mm (fig. 82B).

Grãos siliciclásticos (5%) são compostos principalmente por quartzo, havendo feldspatos e mica. Se apresentam bem selecionados (entre 0,017 e 0,092 mm), subangulosos, concentrados em níveis marcando a laminação (fig. 82B). Substituição por calcita é comum.

Matéria orgânica amorfa (10%) ocorre também preferencialmente nestes níveis (fig. 82B).

Cimento de calcita macrocristalina em mosaico (65%) ocorre obliterando a maior parte das estruturas originais da rocha (fig. 82A).

A sequência diagenética que pode ser identificada na lâmina é:

1. Compactação.
2. Cimentação por calcita e recristalização.

4.3.4. Lâmina PVL-03

Calcarenito bioclástico consideravelmente recristalizado. Bioclastos se mantêm evidentes (fig. 83).

A rocha apresenta estratificação não visível em lâmina, estando evidenciada pela orientação dos bioclastos (fig. 83).

Grão siliciclásticos tem entre 0,009 e 0,066 mm, tendo por moda silte médio. Bioclastos, entre 0,18 e 2,15 mm, moda areia muito fina.

Bioclastos (60%) ocorrem por toda a lâmina, não apresentando agrupamento preferencial. São provavelmente carapaças de crustáceos recristalizadas, estando em sua maioria orientadas (fig. 83).

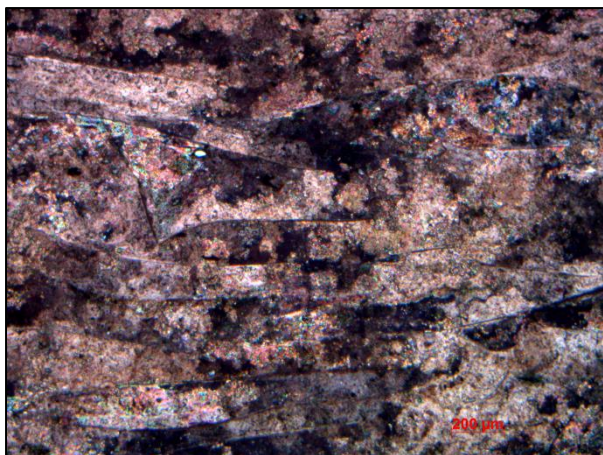


Figura 83. Carapaças orientadas. NC. Dados da pesquisa (2014).

Ocorrem duas vértebras de mesossaurídeos de 4mm de diâmetro, com região central preenchida por carapaças, siliciclásticos, e calcita recristalizada (fig. 84).



Figura 84. Região cortical de vértebra preenchida. ND. Dados da pesquisa (2014).

Siliciclásticos (2%) são principalmente quartzo, mas ocorrem grãos de feldspato e mica. Apresentam-se agregados, possivelmente compondo intraclastos agora obliterados (fig 85).

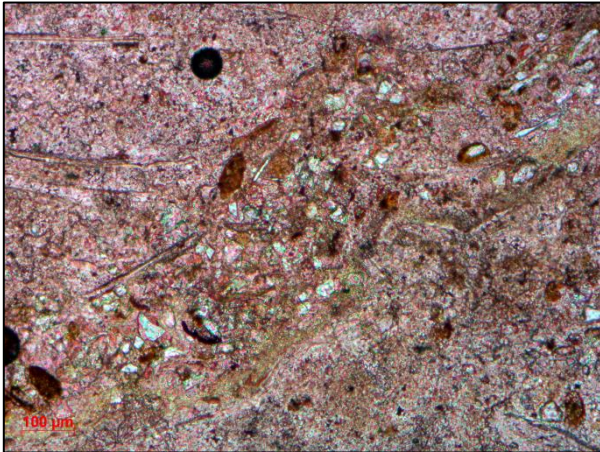


Figura 85. Siliciclásticos acumulados. ND. Dados da pesquisa (2014).

Cimento de calcita macrocristalina (37%) apresenta por vezes cristais mais bem formados quando entre bioclastos. Os cristais tem entre 0,087 e 0,850 mm.

A sequência diagenética que pode ser inferida na lâmina é:

1. Compactação.
2. Cimentação e recristalização por calcita.

4.3.5. Lâmina COO-02

Alternância de níveis de calcarenito bioclástico com carapaças bem orientadas e recristalizadas, e calcarenito arenoso, com nódulos de cimento de calcita grossa.

Os níveis bioclásticos são compostos por carapaças de crustáceos bem orientadas paralelas à estratificação, e estão intensamente substituídos por dolomita (raramente por sílica), sendo difícil a distinção dos limites dos bioclastos (fig. 86A-B). Foram medidos entre 0,4 e 2,7 mm. A dolomita ocorre ou microcristalina ou macrocristalina pseudomórfica. Alguns níveis apresentam maior concentração de pirita.

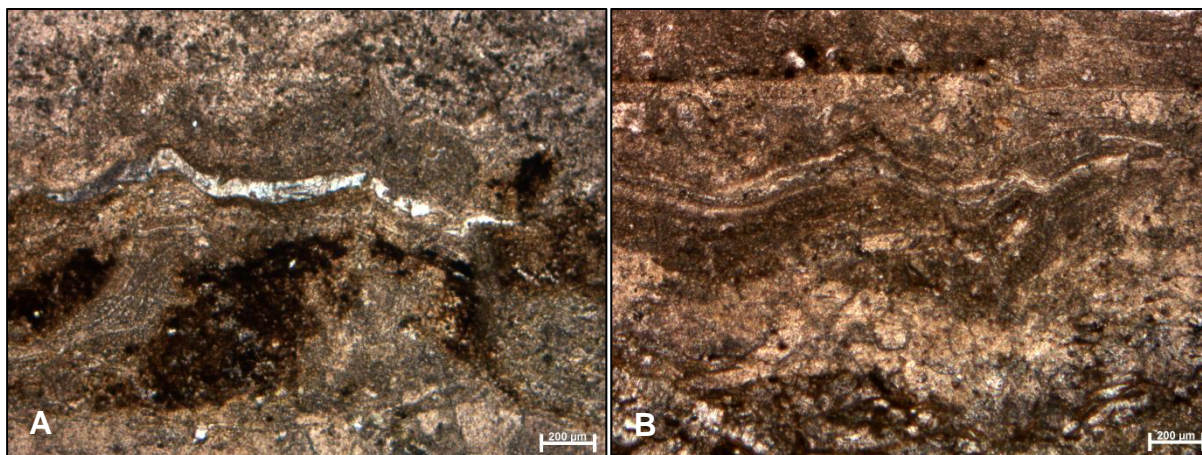


Figura 86. Carapaças recristalizadas e orientadas. **A:** substituídas por sílica. **B:** substituídas por dolomita. Fotos a ND. Dados da pesquisa (2014).

O nível calcarenito arenoso (fig. 87A) envolve nódulos cimento de calcita grossa (ocupando 70% do nível; fig. 87B-C), tendo estes nódulos por vezes disposição alongada perpendicular à laminação. Estão parcialmente dissolvidos. Os cristais têm entre 0,061 e 0,49 mm. Grãos de quartzo, feldspato e mica (8%) entre 0,033 e 0,14 mm em meio a cimento de calcita macrocristalina fina (12%) e matéria orgânica oxidada (5%) circundam os nódulos. Um dos nódulos apresenta grande quantidade de matéria orgânica oxidada, e substituição parcial por calcita e sílica (fig. 87D).

É observado uma costela de mesossaurídeos em seção transversal, com a região cortical preenchida por calcita. Apresenta franjas de dolomita, calcita, e maior concentração de pirita ao seu redor.

Sequência diagenética observada:

1. Compactação.
2. Cimentação, substituição e recristalização por dolomita, formação de franjas.
3. Cimentação e recristalização por calcita.
4. Formação de pirita.
5. Dissolução.

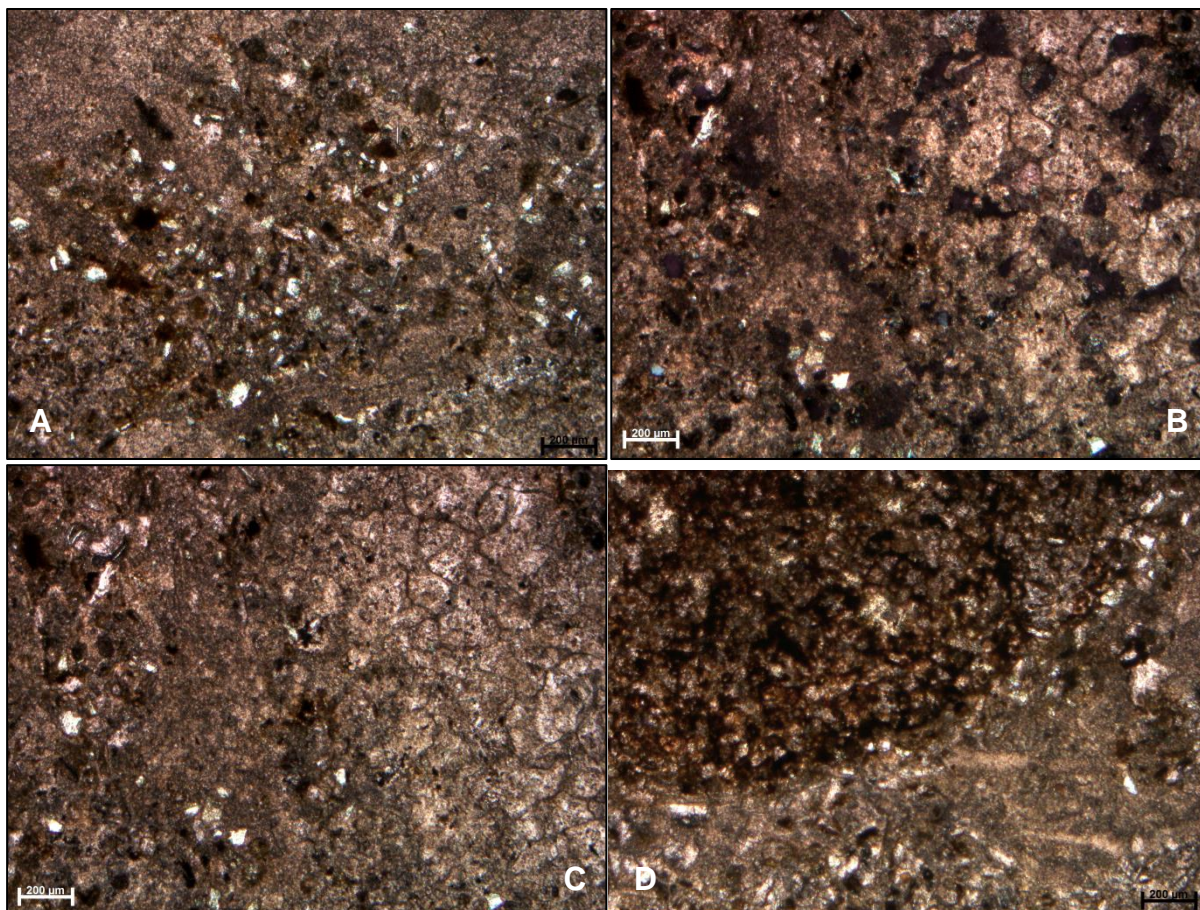


Figura 87. A: calcarenito arenoso; ND. B: limite do nódulo de clacita em contato com o calcarenito arenoso; NC. C: mesma foto de B; ND. C: limite do nódulo rico em matéria orgânica. ND. Dados da pesquisa (2014).

Os nódulos podem ter sido clastos tamanho grânulo a seixo os quais foram re-cristalizados e/ou dissolvidos. Uma imagem da amostra serrada permite evidenciar o forte componente diagenético envolvido (fig. 88).



Figura 88. Face serrada da amostra COO-02, mostrando forte ação diagenética. Dados da pesquisa (2014).

4.3.6. Lâmina PMI-02

Calcarenito intraclástico.

A estratificação plano-paralela se encontra marcada por limites abruptos, por vezes ondulados onde há mudança de cor por variação da quantidade de matéria orgânica. Poros preenchidos por cimento de calcita ou calcedônia também terminam abruptamente nestes limites, e bioclastos não os cruzam, por vezes sendo claramente depositados sobre os mesmos.

Ocorrem fraturas preenchidas por calcita, que por vezes cortam os bioclastos. A dolomita parece substituir parcialmente o cimento de calcita (fig. 89).

Ocorrem grãos de 0,022 mm até partículas de 2,7 mm. A dolomitização tornou difícil a distinção do limite da maioria das partículas, mas a moda granulométrica aparenta ser areia fina.

Cimento de dolomita atualmente sustenta a rocha, sendo possível perceber que muito das partículas originais está obliterada. Os bioclastos e intraclastos ocorrem subparalelos à estratificação.

Intraclastos (10%) de 0,65 até 2,7 mm são em sua maioria delimitados por bioclastos, e contêm quase a totalidade dos grãos siliciclásticos (fig. 89). Os limites dos intraclastos são por vezes de difícil distinção devido à recristalização da dolomita. Peloides e grãos de quartzo apresentam mais comumente franjas quando em intraclastos.

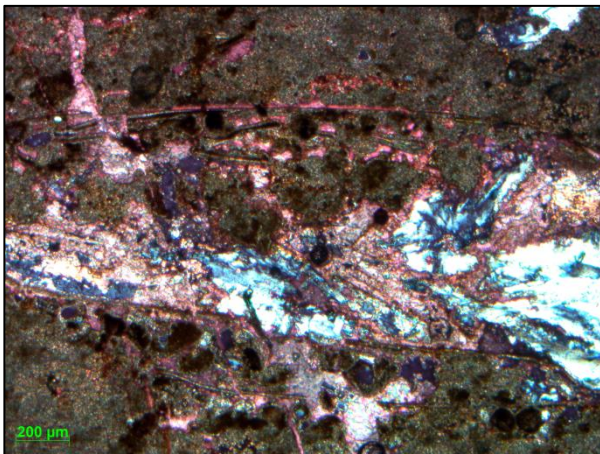


Figura 89. Intraclasto limitado por bioclastos e substituído por dolomita, calcita, e calcedônia. Notar fratura na porção superior esquerda. NC. Dados da pesquisa (2014).

Bioclastos (5%) de 0,17 a 2,7 mm são carapaças de crustáceos pigocefalomorfos e ostracodes fracamente orientados com a estratificação. Estão completamente substituídos por dolomita, apresentando franjas. Por vezes apresentam porosidade intrapartícula entre as partículas preenchidos por calcedônia ou calcita.

Grãos siliciclásticos (8%) são compostos por quartzo, feldspato e micas, de tamanhos entre 0,022 e 0,15 mm, bem arredondados e esféricos, estando mais comumente em agregados, e apresentando franjas dolomíticas. Por vezes estão parcialmente substituídos por dolomita.

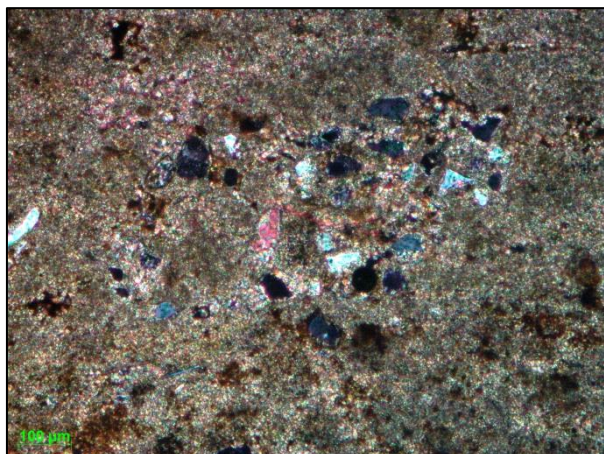


Figura 90. **Grãos siliciclásticos. ND. Dados da Pesquisa (2014).**

Matéria orgânica amorfa (3%) ocorre em agregados irregulares alongados paralelos à laminação. Apresenta-se bastante oxidada.

Cimento de dolomita (56%) apresenta cristais de até 0,011 mm, substituindo bioclastos e aloquímicos, frequentemente formando franjas nestes e/ou obliterando-os. Cristais maiores são mais comuns onde abunda matéria orgânica. A dolomita também ocorre substituindo cimentos de calcita e calcedônia, mostrando padrão botrioidal. Grãos siliciclásticos, especialmente feldspatos foram parcialmente ou totalmente substituídos pelo cimento de dolomita.

Cimento de calcedônia (12%) ocorre principalmente preenchendo intraclastos e poros intergranulares, junto do cimento de calcita (5%). Estes cimentos são mais

comuns também próximos aos limites da laminação. O cimento de calcita também preenche fraturas.

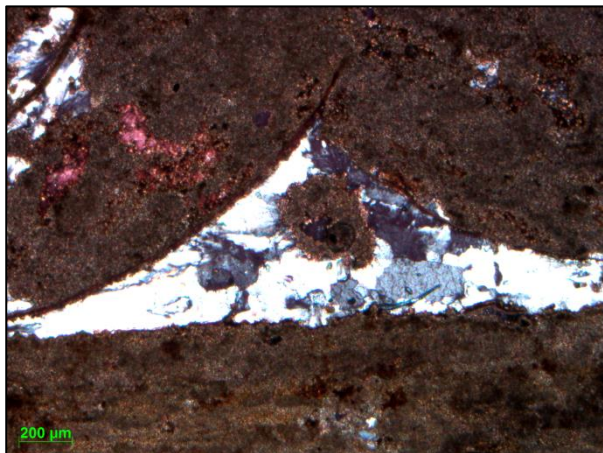


Figura 91. Cimento de calcedônia preenchendo porosidade intergranular, e marcando limite entre estratos. ND. Dados da pesquisa (2014).

Sequência diagenética:

1. Cimentação por sílica.
2. Cimentação por calcita.
3. Cimentação, formação de franjas e recristalização por dolomita.

4.3.7. Lâmina AC1-01

Argilito síltico laminado com níveis de folhelho, com relativa abundância de matéria orgânica.

Laminação marcada por variação granulométrica entre níveis mais sílticos, chegando quase a areia muito fina, e níveis mais argilosos (fig. 92).

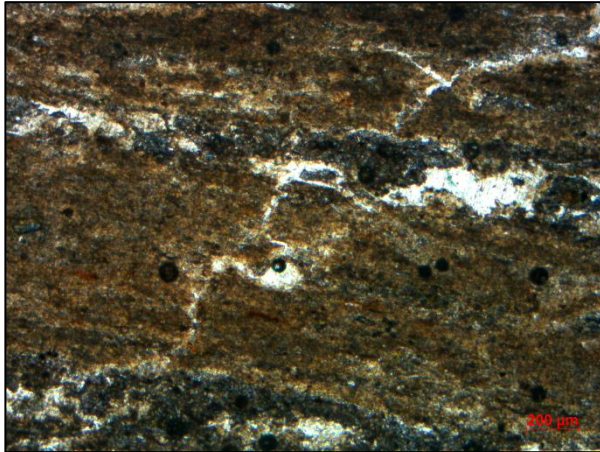


Figura 92. Níveis de folhelho e siltito. ND. Dados da pesquisa (2014).

4.3.8. *Lâmina AC1-03*

Calcirrudito/conglomerado com intraclastos carbonáticos e bioclastos fosfáticos, muito recristalizada.

Estratificação não visível em lâmina.

A intensa recristalização dificulta a individualização dos intraclastos. Foram medidos tamanhos de clastos entre 0,47 e 3,7 mm. Uma vértebra de mesossaurídeo chega a 2 cm. A seleção apresenta fortemente três modas: silte fino para os grãos siliciclásticos; areia grossa para os intraclastos; seixo para os bioclastos fosfáticos.

A rocha é suportada pelos bioclastos fosfáticos, localmente estes se tornam mais esparsos, sendo o suporte então feito por cimento de calcita ou calcedônia. O empacotamento é denso a normal.

Ossos de mesossaurídeos (20%) ocorrem sem orientação preferencial nessa escala. Ocorrem em geral bem preservados, apenas com feições de desgaste nas bordas, estando a estrutura interna nítida. Apresentam franja de calcita e os poros preenchidos pela mesma. Pode ocorrer calcedônia substituindo evaporitos.

Grãos siliciclásticos (2%) têm entre 0,017 e 0,155 mm, estando distribuídos pela lâmina (fig 93). Compostos principalmente por quartzo, e raras micas.

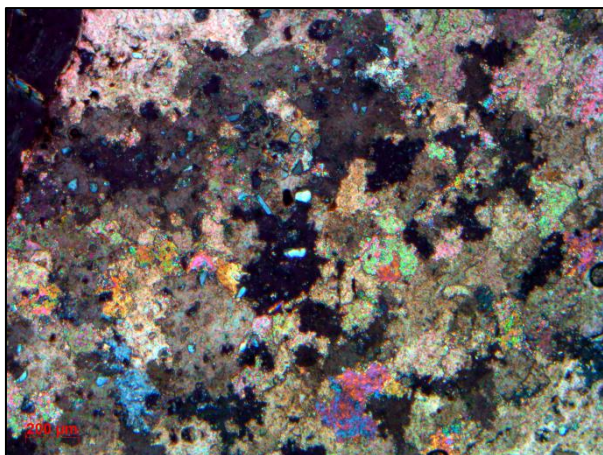


Figura 93. Grãos siliciclásticos e cimento de calcita macrocristalina. NC. Dados da pesquisa (2014).

Ocorrem raros cristais de glauconita.

Calcita macrocristalina em mosaico (63%) apresenta cristais de limites serrilhados, de até 0,066 mm, preenchendo a porosidade intrapartícula dos ossos de mesossaurídeos e por vezes substituindo cimento de calcedônia (fig. 93). Ocorrem raros fantasmas de crustáceos (preteritamente 5%) e fantasmas de intraclastos (preteritamente 58%), ilustrados na figura 94A-B.

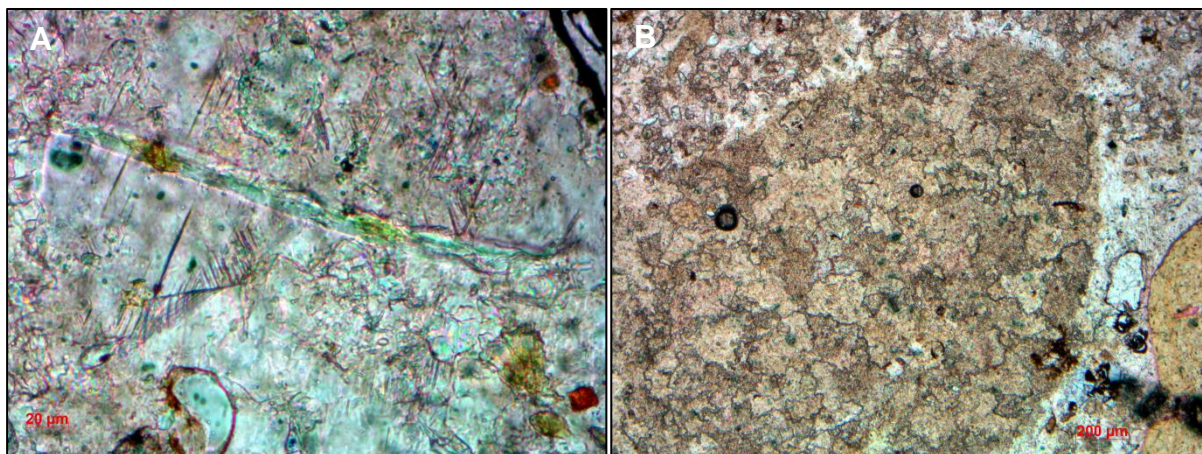


Figura 94. A: fantasma de bioclasto, provavelmente carapaça de crustáceo; ND. B: fantasma de intraclasto; ND. Dados da pesquisa (2014).

Cimentação por sílica (10%) ocorre em nódulos, distribuída pela lâmina, e acompanhando a superfície interna e externa de ossos, sendo por vezes substituída por calcita (fig 95A). Cristais de hábito fibroso estão presentes onde houve substituição de evaporitos (fig. 95B). Os cristais têm até 1,8 mm.

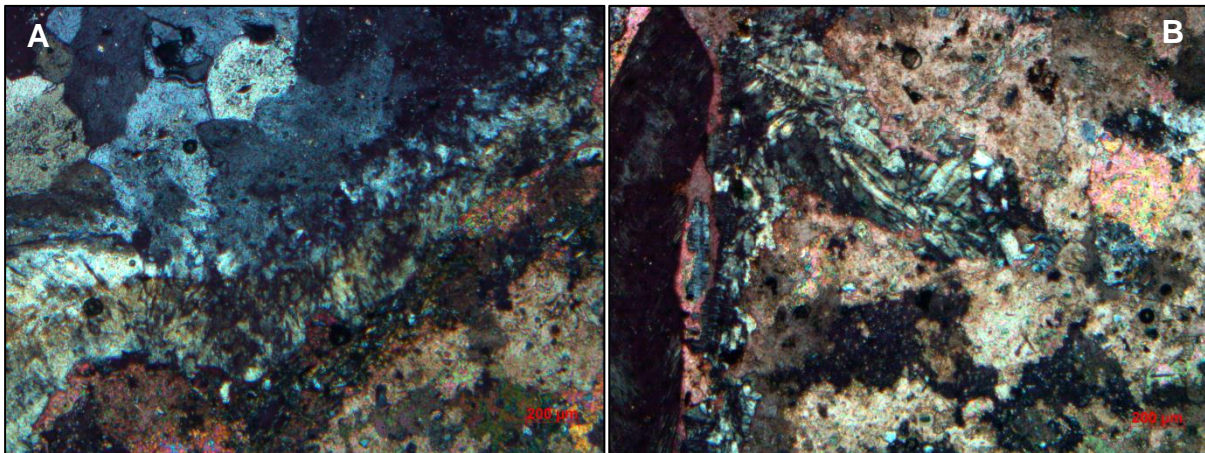


Figura 95. **A:** Limite de nódulo de sílica; NC. **B:** evaporito substituído por calcedônia; NC. Dados da pesquisa (2014).

A sequência diagenética da rocha pode ser entendida como:

1. Deposição de evaporitos.
2. Cimentação por calcedônia e substituição de evaporitos.
3. Cimentação por calcita e recristalização, com substituição de calcedônia.

4.4. Análise Tafonômica

Estudos tafonômicos de detalhe já foram conduzidos na Formação Irati, e em especial no afloramento Passo São Borja por Soares (1996, 2003) e Matos *et al.* (2013) (ver item 1) O objetivo da análise tafonômica no presente estudo é o reconhecimento das assinaturas tafonômicas citadas por estes autores nos novos afloramentos encontrados, com menores adições, e a interpretação da relação das feições tafonômicas com as sedimentares associadas.

4.4.1. Ossos de mesossaurídeos

Para o estudo dos ossos de mesossaurídeos os atributos tafonômicos utilizados foram, como no trabalho de Soares (2003): grau de articulação e associação, frag-

mentação e abrasão. No presente estudo, adiciona-se o fator tamanho (granulometria) dos bioclastos.

Em todos os afloramentos estudados, os ossos de mesossaurídeos encontrados estão em sua grande maioria completamente desarticulados, podendo apresentar sinais de abrasão, fragmentação e retrabalhamento. Apenas dois espécimes foram encontrados semi-articulados no Passo São Borja. Deste modo, foram encontradas majoritariamente acumulações fósseis pertencentes às Classes IIIA (ossos isolados) e IIIB (ossos isolados fragmentados) de Soares (2003) (ver item 2.6.3), sendo os dois espécimes semi-articulados pertencentes à Classe II. As figuras 96 a 100 ilustram as acumulações de meossaurídeos encontradas.

- Classe II: Passo São Borja



Figura 96. A e B: fósseis de mesossaurídeos do afl. Passo São Borja apresentando classe tafonômica II, representada por segmentos articulados de coluna vertebral. Escala em centímetros. Dados da pesquisa (2014).

- Classe III: Passo São Borja

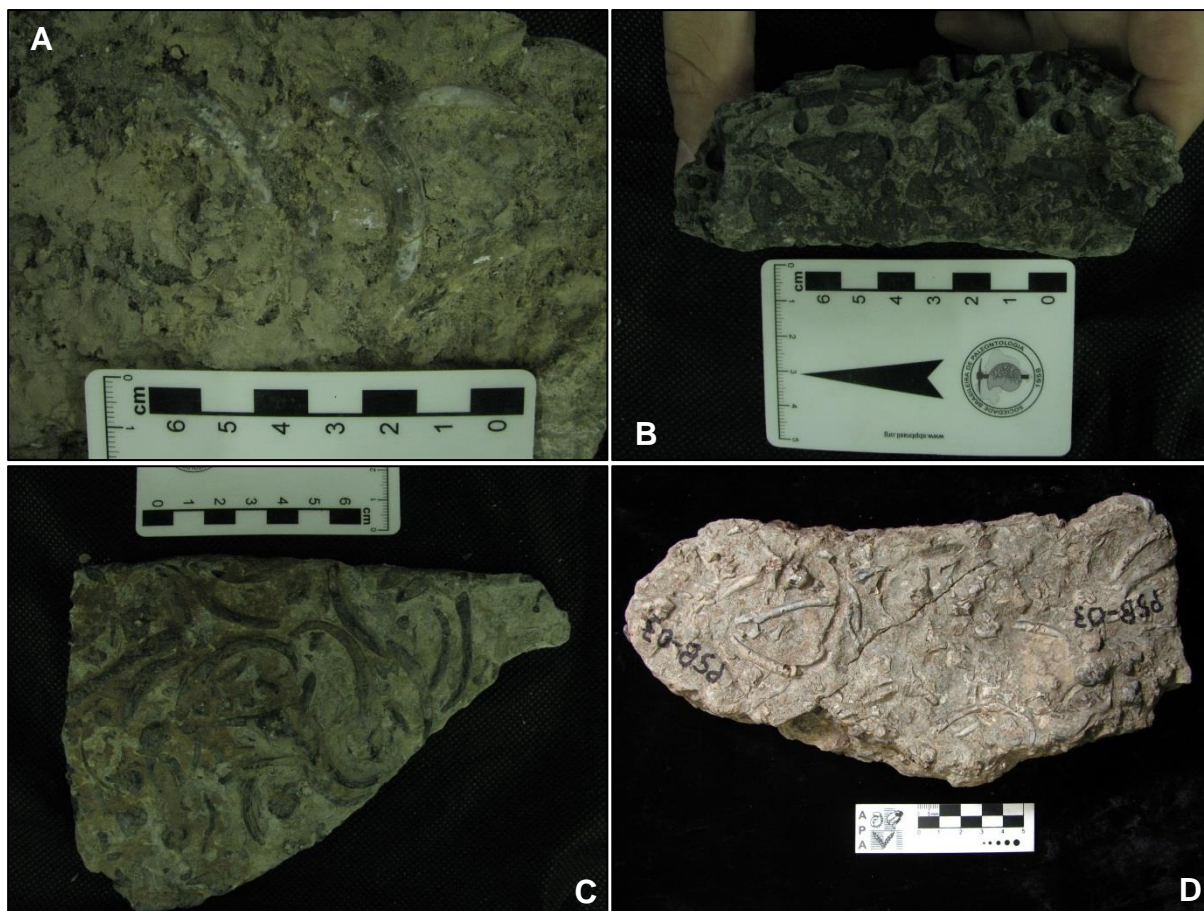


Figura 97. Amostras do afl. Passo São Borja apresentando classe tafonômica III, fácies S4a. **A, C, e D:** vista em planta; escala em centímetros. **B:** vista em seção. Dados da pesquisa (2014).

- Classe III: Aceguá 1



Figura 98. Amostras de rochas com mesossaurídeos do afl. Aceguá 1 apresentando classe tafonômica III, fácies S4a. **A:** amostra sã, vista em seção. **B e C:** amostras intemperizadas. Dados da pesquisa (2014).

- Classe III: Passo do Viola, COOPAUL, Aceguá 3



Figura 99. Amostras apresentando classe tafonômica III, fácies S4b. **A:** Passo do Viola, vista em planta. **B:** Passo do Viola, vista em seção. **C:** COOPAUL, vista em seção. **D:** COOPAUL, vista em seção. **E:** Aceguá 3, vista em planta. Dados da Pesquisa (2014)002E

Os mesossaurídeos pertencentes à Classe II foram observados somente na fácies S2 (fig. 96). Aparentemente, ocorrem somente nos limites entre *sets* de plano-paralelas. Ossos desarticulados ocorrem, mas com grande espaçamento.

Nota-se que, ao se comparar as acumulações de mesossaurídeos referentes à Classe III, fica evidente uma diferença no tamanho máximo dos ossos encontrados, e na espessura dos níveis de acumulação. Nos afloramentos Passo São Borja e Aceguá 1 (figs. 97 e 98) as acumulações, por vezes, ocupam toda a camada, costelas quando inteiras chegam a 4 cm de comprimento, e vértebras inteiras têm dimensão máxima 1 a 1,5 cm. Nos afloramentos Passo do Viola e Aceguá 3 (fig. 99) os fósseis estão concentrados aparentemente em uma superfície, com muito pouca acumulação vertical, podendo estar marcando um truncamento de segunda ordem entre *sets* de *hummockys* (*sensu* Dott & Bourgeois, 1982, ver item 2.3). Costelas inteiras têm no máximo 2,5 cm de comprimento, e vértebras inteiras em geral entre 0,5 e 1,0 cm de dimensão máxima. No afloramento COOPAUL, ocorrem costelas de até 4 cm, porém, dispostas sem acumulação vertical (fig. 99). A figura 100 permite melhor comparação entre o tamanho dos ossos



Figura 100. Comparação entre o tamanho dos bioclastos encontrados no afl. Passo São Borja (esq.) e Passo do Viola (dir.). Os bioclastos no primeiro chegam à dimensão máxima de 4 cm. No segundo, não passam de 2,5 cm. Dados da Pesquisa (2014).

4.4.2. Carapaças de crustáceos pigocefalomorfos

Matos *et al.* (2013) utilizam os atributos: grau de articulação, fragmentação, orientação, e densidade da concentração para as carapaças de crustáceos pigocefalomorfos. Nos afloramentos aqui apresentados, foram encontrados todos os modos de preservação de crustáceos citados por estes autores. Tipo 1: impressões de pigocefalomorfos com segmentos abdominais; Tipo 2: pigocefalomorfos parcialmente articulados; e Tipo 3: pigocefalomorfos desarticulados. Deste modo,. As figuras 101 a 106 ilustram os tipos de preservação encontrados.

Em alguns afloramentos, como o Passo do Viola, os crustáceos são dificilmente vistos em amostra macroscópica devido à recristalização, mas abundam quando a rocha é observada em seção delgada.

- Preservação Tipo 1: Aceguá 1



Figura 101. Impressões de crustáceos pigocefalomorfos com segmentos abdominais articulados, fácies F. Dados da pesquisa (2014).

- Preservação tipo 2: Passo São Borja



Figura 102. A, B, e C: carapaças de crustáceos semi-articuladas, apresentando preservação tipo 2. Fácies S2, afloramento Passo São Borja. Dados da pesquisa (2014).

- Preservação Tipo 3: Passo São Borja

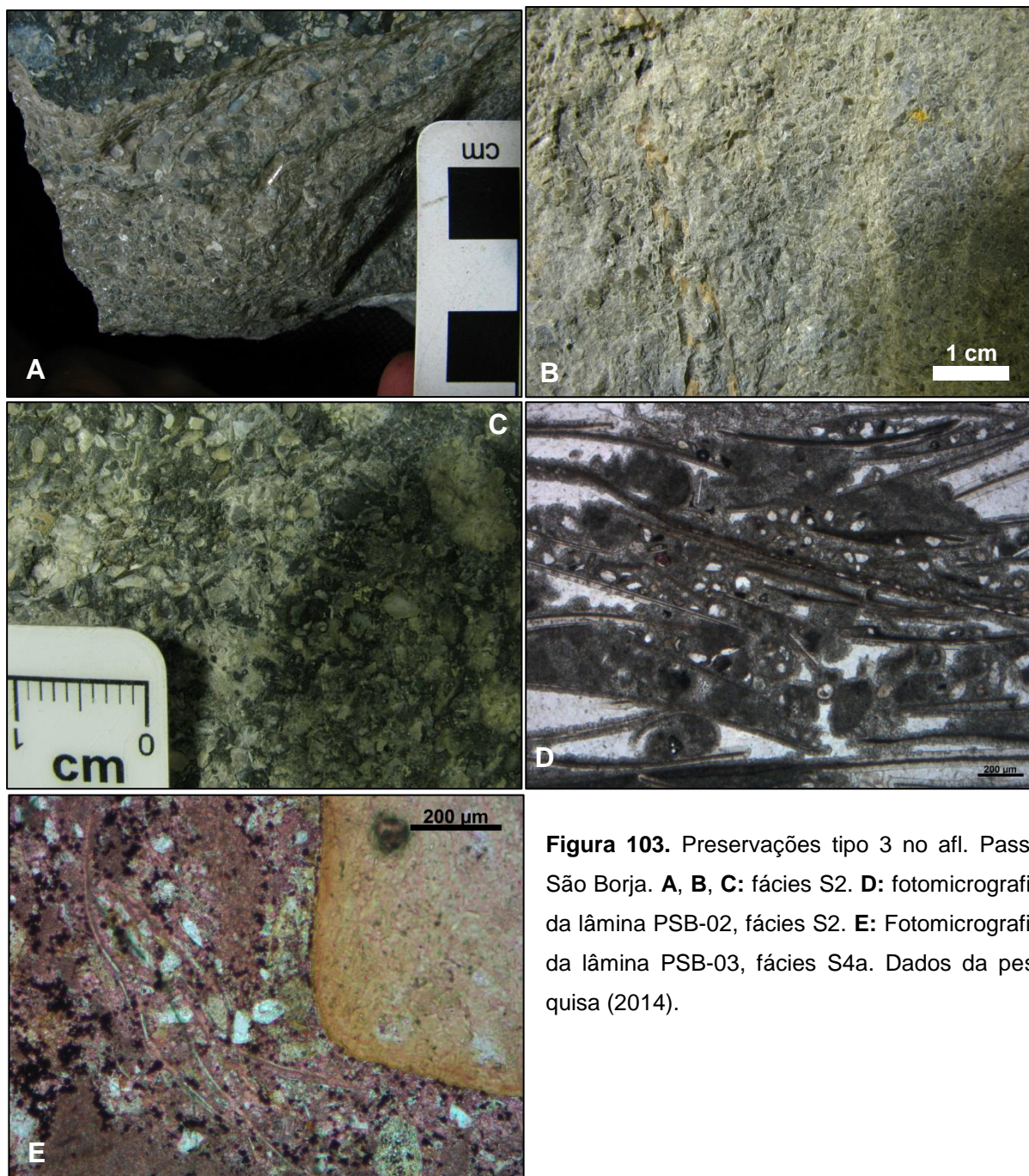


Figura 103. Preservações tipo 3 no afl. Passo São Borja. **A, B, C:** fácies S2. **D:** fotomicrografia da lâmina PSB-02, fácies S2. **E:** Fotomicrografia da lâmina PSB-03, fácies S4a. Dados da pesquisa (2014).

- Preservação Tipo 3: Aceguá 1

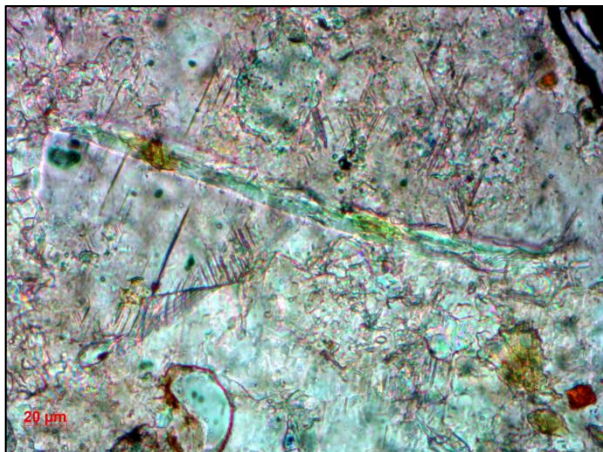


Figura 104. Preservação tipo 3 em Fotomicrografia da lâmina AC1-03, fácies S4a. Dados da pesquisa (2014).

- Preservação tipo 3: COOPAUL, Passo do Viola.

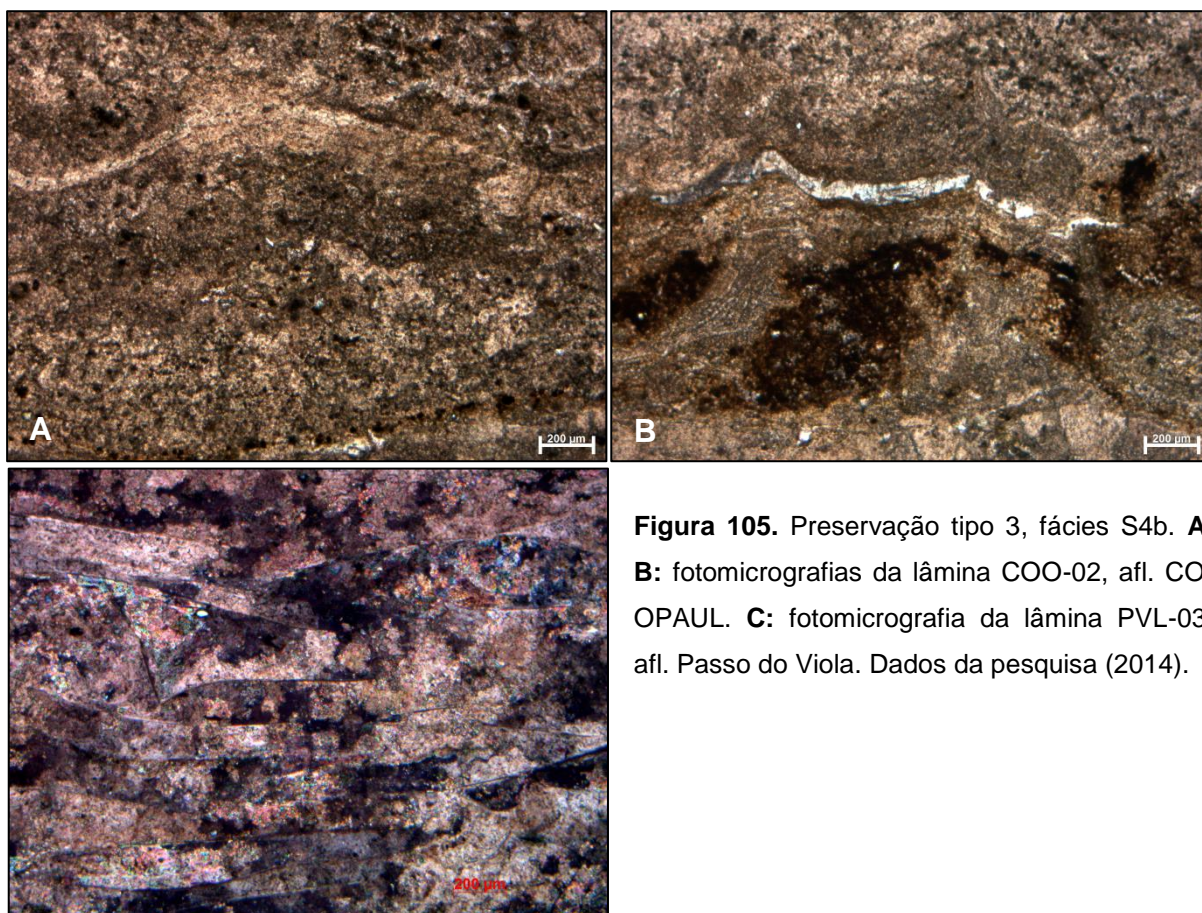


Figura 105. Preservação tipo 3, fácies S4b. **A,** **B:** fotomicrografias da lâmina COO-02, afl. CO-OPAUL. **C:** fotomicrografia da lâmina PVL-03, afl. Passo do Viola. Dados da pesquisa (2014).

- Preservação tipo 3: PM-I

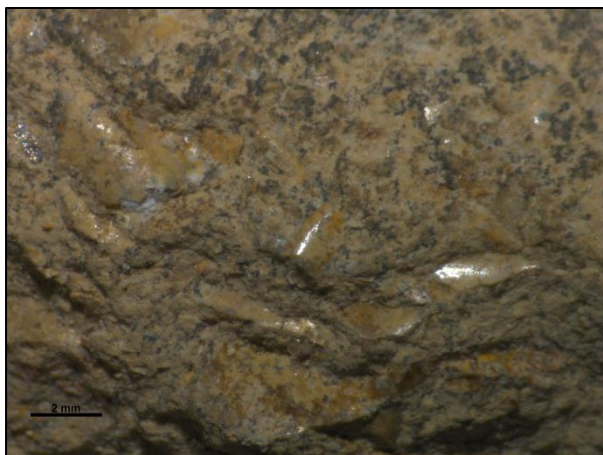


Figura 106. Preservação tipo 3 no afl. PM-I, fácies S2. Dados da pesquisa (2014).

As impressões de crustáceos apresentando somitos abdominais (fig. 101) estão condicionadas às fácies F, no afloramento Aceguá 1, tendo sido provavelmente soterrados rapidamente, o que indica aumento brusco na taxa de sedimentação, e pode ser relacionada a lama mobilizada por tempestades (Matos *et al.* 2013).

Crustáceos apresentando preservação tipo 2 (fig. 102) são provavelmente indivíduos recém adicionados ao sistema, de modo que foram pouco retrabalhados e por isso permaneceram semi-articulados.

Analisando as preservações do tipo C, nota-se que as carapaças apresentam características diferentes, relacionadas às fácies na qual ocorrem.

Os crustáceos presentes na fácies S2 ocorrem, em sua maioria, substituídos por dolomita, compondo intraclastos, orientados subparalelos à laminação, além dos crustáceos semi-articulados. Estes podem ser claramente observados nos afloramentos Passo São Borja, e PM-I (figs. 102, 103A-D, 106).

Os crustáceos presentes na fácies S4a ocorrem isolados, aparentemente não compondo intraclastos, tendo orientação caótica em planta e em seção (figs. 103E, 104). Estão presentes nos afloramentos Passo São Borja, e Aceguá 1, dentro das camadas de *bonebeds*.

Os crustáceos encontrados na fácies S4b ocorrem acumulados, orientados paralelos à laminação, também não apresentando indícios de compor intraclastos (fig. 105). Aparentemente, estão reduzidos ou ausentes destas acumulações clastos que indiquem energia maior do fluxo, como intraclastos e grãos siliciclásticos. Também não ocorrem ossos de mesossaurídeos no mesmo nível. Todas as carapaças apresentam orientação caótica em planta.

4.4.3. Tafofácies

Integrando os dados de litofácies com os de acumulações fossilíferas, tanto de mesossaurídeos quanto de pigocefalomorfos, se faz possível a criação de tafofácies (*sensu* Speyer & Brett, 1986; ver seção 3.4) específicas para o Irati no Rio Grande do Sul.

A chave para interpretação dos eventos desencadeadores que levaram às tafocenoses de mesossaurídeos e pigocefalomorfos encontra-se principalmente na análise das fácies sedimentares a eles associadas. Por este motivo, as tafofácies serão designadas com o mesmo código da fácies sedimentares.

Propõem-se, então, três tafofácies:

- 1) **Tafofácies S2:** associada a calcarenito intraclástico com laminação plano-paralela. Ocorrem ossos de mesossaurídeos semi-articulados entre sets de laminações, e crustáceos semi-articulados no topo da camada. Crustáceos desarticulados ocorrem principalmente compondo intraclastos, distribuídos pela camada com orientação subparalela à laminação, e caótica em planta. Ossos de mesossaurídeos desarticulados são relativamente escassos.
- 2) **Tafofácies S4a:** associada a ECH de grande porte (até 8m). Ossos de mesossaurídeos densamente acumulados e empacotados fazem da camada um *bone-bed*. Costelas inteiras chegam a 4 cm de comprimento, e vértebras inteiras chegam a 1,5 cm de dimensão máxima. Carapaças de crustáceos ocorrem dispersas, e não compõem intraclastos. Orientação em planta caótica.
- 3) **Tafofácies S4b:** associada a ECH de pequeno porte. Ossos de mesossaurídeos ocorrem marcando as superfícies entre *sets* de *hummockys*. Costelas inteiras

têm até 2,5 cm de comprimento, e vértebras inteiras entre 0,5 e 1,0 cm de dimensão máxima. Carapaças de pigocefalomorfos ocorrem acumuladas paralelas à laminação, acima dos ossos, sem compor intraclastos.

A tafofácies S2 pode ser observada nos afloramentos Passo São Borja, PM-I, Aceguá 1, e Aceguá 3. A tafofácies S4a é encontrada no Afloramento Passo São Borja, e Aceguá 1. Por fim, a tafofácies S4b é observável nos afloramentos Passo do Viola, COOPAUL, e Aceguá 3.

Estas novas tafofácies constituem refinamentos das tafofácies “TF1 – zona de tempestito proximal” de Soares (2003) e “Concentração do Tipo C – associadas a ECH” de Matos *et al.* (2013). São também, uma integração da tafonomia de mesosaurídeos, vertebrados, e pigocefalomorfos, invertebrados.

5. DISCUSSÃO

5.1. Tempestito Idealizado

Nos afloramentos estudados se nota uma recorrência de algumas sucessões de fácies, tanto no topo quanto na base das lentes calcárias. A partir de comparações com os modelos de tempestitos existentes na literatura (Kreisa, 1981; Dott & Bourgeois, 1982; Duke, 1985; Sami & Desrochers, 1992; Plint, 2010; Zhou *et al.*, 2011), torna-se possível, apesar do número limitado de afloramentos, idealizar uma sucessão de fácies gerada por um evento de tempestade atuando sobre os sedimentos do Mar Whitehill-Irati.

As fácies consideradas como geradas por tempestades foram sequenciadas em S1-5, sendo numeradas da base para o topo da sucessão, já descritas na tabela 1 (pg. 83). Será a seguir apresentada a interpretação dos processos geradores.

- F Pelitos e folhelhos negros. A sequência tem por sua base os sedimentos depositados no dia-a-dia, abaixo do nível de ação das ondas de tempo bom (*fairweather wave base*).
- S1 Brechas intraformacionais com *gutter casts*. Inicia-se propriamente o evento de tempestade. A energia do vento é transmitida à água, causando invasão costeira (*storm surge*) e rebaixamento do nível de base de ação de ondas para o de tempestade (*storm wave base*). As poderosas correntes do fluxo combinado erodem os sedimentos lamosos, gerando *gutter casts*. Sedimentos depositados por tempestades anteriores são brechados, dando origem às brechas intraformacionais.
- S2 Calcarenitos intraclásticos com estratificação plano-paralela. À medida que a energia da tempestade começa a diminuir, o fluxo combinado para de erodir e passa a depositar sedimentos. Inicialmente, a componente unidirecional do fluxo combinado é dominante, de modo que a forma de leito é estratificação plano-paralela. Abundantes intraclastos previamente erodidos e bioclastos depositam-se orientados. Carapaças de crustáceos observadas já se encontravam substituídas por dolomita no momento do evento que as depositou. Deste modo, apresentam densidade maior que os ossos de mesossaurídeos que, apesar do tamanho maior, apresentam equivalência hidráulica inferior. A componente oscilatória é evidenciada pela disposição caótica dos fósseis em planta.
- S3 Calcarenito maciço. Não sendo comumente identificada em tempestitos, esta pode representar a fração de densidade/granulometria que permitia transporte em suspensão, e decantou ao diminuir a energia das correntes, mas ainda é grande demais para suportar a forma de leito de ECH.
- S4 Calcarenitos com ECH. Quando a influência da corrente unidirecional passa a não ser tão pronunciada, a capacidade de transporte do fluxo combinado cai drasticamente. A componente oscilatória do fluxo combinado passa a ser dominante, de modo que o sedimento de fundo responde formando ECH. Neste ponto, se faz interessante a subdivisão da fá-

cies referente à energia imposta nos sedimentos.

- S4a Calcarenito com ECH de grande porte, associado a *bonebed*. Caso a energia atuante no fundo seja suficiente para gerar ECH de grande porte (podendo chegar a 8 m), os sedimentos em suspensão gradam desde silte até areia muito grossa. Ossos de mesossaurídeos de até 4 cm de comprimento que foram mobilizados são depositados sob influência do fluxo oscilatório, de modo que não há orientação preferencial, e formando acumulações densamente empacotadas (*bonebed*). Grande parte das carapaças de pigocefalomorfos permanece em suspensão, de modo que são pouco abundantes nesta fácies.
- S4b Calcarenito com ECH de pequeno porte, associado a acumulações de carapaças. Caso a energia atuante nos sedimentos de fundo não seja tão intensa, estratificações onduladas de menor porte são geradas, podendo resultar em ECH com menos e 1 m de comprimento de onda. Intraclastos são menos comuns, e ossos de mesossaurídeos não são tão facilmente carregados, acumulando-se em superfícies de truncamentos, sem acumulação vertical. Carapaças de crustáceos formam acumulações mais densas, com orientação mais pronunciada.
- S5 Calcarenitos muito finos a pelitos com *wave ripples*. As fases finais do evento de tempestade permitem a deposição de finos, porém ainda sob influência do fluxo oscilatório. As condições ambientais começam a gradar para normalidade do dia-a-dia.
- S5a Calcarenitos muito finos com *wave ripples*. Por ainda conter grãos maiores que lama, caracterizam a fase final da tempestade em um ambiente de energia naturalmente maior no dia-a-dia.
- S5b Pelitos com *wave ripples*. Marcam a fase final do evento episódico, quando a baixa energia das ondas já permite a decantação de finos, havendo a transição para as condições de normalidade.
- F Pelitos e folhelhos negros. Retorno efetivo às condições do dia-a-dia

Algumas considerações acerca das fácies de tempestitos serão feitas a seguir.

Reconhece-se que a fácies S3 pode, em verdade, não ser uma fácies deposicional (tabela 1). Porém, foi identificada ocorrendo acima das brechas intraformacionais, e abaixo das ECH, em mais de um afloramento (COOPAUL e Aceguá 3).

O limite do comprimento de onda das ECH consideradas “de grande porte” (S4a) e “de pequeno porte” (S4b) foi arbitrariamente atribuído com base na granulometria e orientação dos clastos, incluindo os fósseis. Tem-se como parâmetro “de grande porte” o afloramento Passo São Borja, com ECH de até 8m (Lavina *et al.*, 1991), e como parâmetro “de pequeno porte” os afloramentos Aceguá 3, com ECH de 0,5 m, e Passo do Viola, com ECH de 2 m. Deste modo, constatou-se que a energia imposta aos sedimentos de fundo no afloramento Passo São Borja é nitidamente maior que nos afloramentos Passo do Viola, COOPAUL, e Aceguá 3, o que se expressa diretamente pelo comprimento de onda, ou por feições tafonômicas, como acumulação relativamente ordenada de carapaças de pigocefalomorfos, nestes últimos. Do mesmo modo, foi inferido para afloramento Aceguá 1 ECH de grande porte devido às semelhanças tafonômicas com o afloramento Passo São Borja.

O tempestito proximal ideal para a Formação Irati no Rio Grande do Sul é apresentado na figura 107.

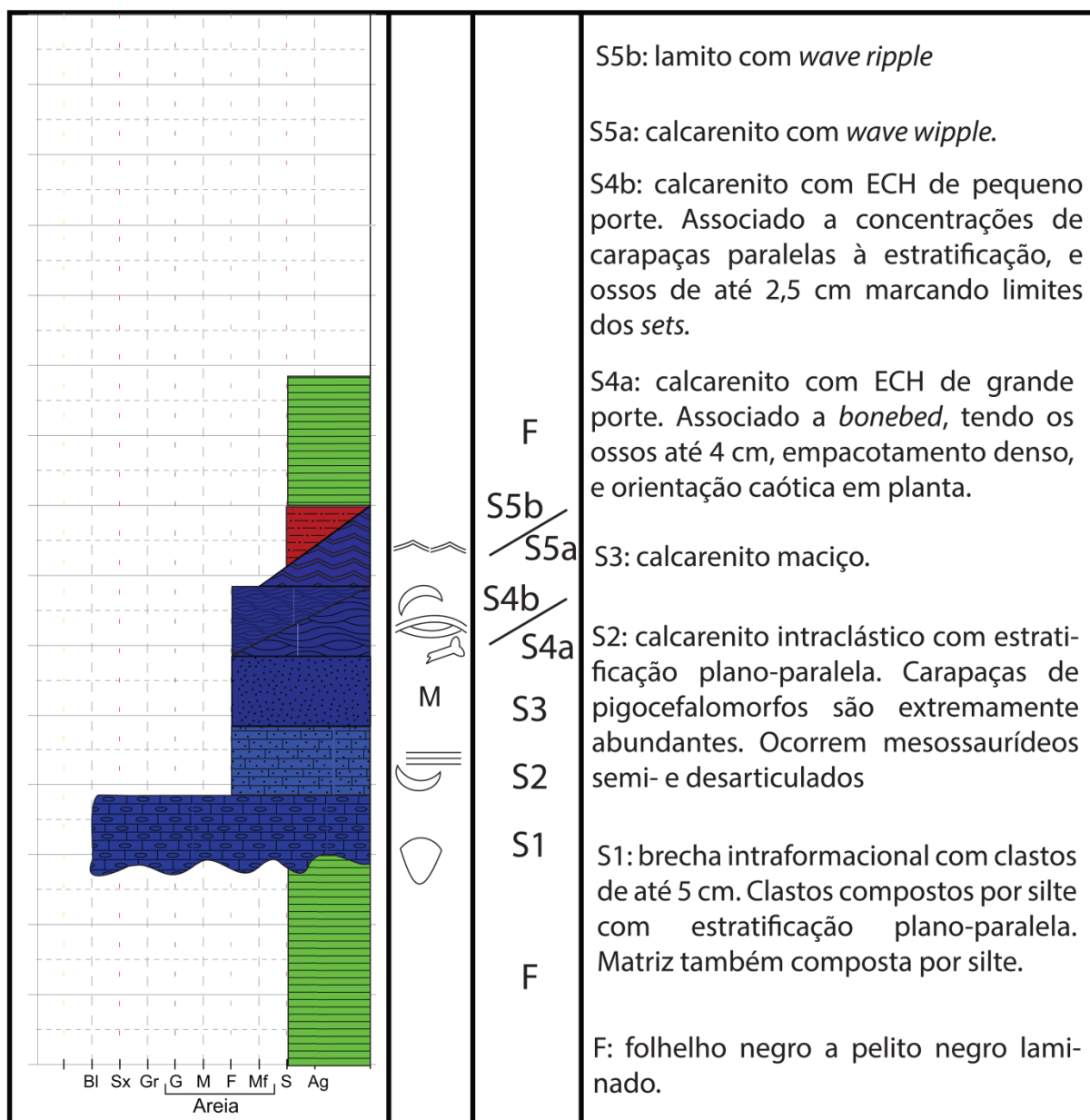


Figura 107. Modelo de tempestito idealizado para a Formação Irati no Rio Grande do Sul. Dados da pesquisa (2014).

Destaca-se que nenhum dos afloramentos estudados apresenta a sucessão idealizada completa. Isto é atribuído ao caráter “autofágico” do sistema, em que eventos sucessivos de tempestades erodem e remobilizam os sedimentos das últimas. Assim como observado nos afloramentos estudados por Dott & Bourgeois (1982), os tempestitos da Formação Irati do Rio Grande do Sul não apresentam todas as unidades idealizadas no modelo.

Uma inferência direta feita a partir da interpretação de que todos os tempestitos estudados são proximais é que o Mar Whitehill-Irati era relativamente raso por toda a sua extensão no território do atual Estado do Rio Grande do Sul. Isto corrobora as ideias anteriores de que este vasto mar epicontinental tinha gradiente batimétrico muito baixo (Amaral, 1971; Lavina, 1991).

5.1.1. *Tempestito versus turbidito*

Nos modelos de Lavina *et al.*, 1991 e Soares (2003), apenas fácies de tempestitos foram reconhecidas para o afloramento Passo de São Borja. Entretanto, Grings *et al.* (2011) propuseram que a parte basal do nível calcário do afloramento Passo São Borja corresponderia a depósitos gerados por dois fluxos de turbidez, resultantes de tempestades cujas ondas não teriam sido intensas o suficiente para tocar os sedimentos de fundo no local. Inferiram que apenas a terceira teve a energia necessária para atingir os sedimentos de fundo. Algumas considerações a esse respeito se fazem necessárias.

Brechas intraformacionais e laminação pano-paralela são estruturas comuns a ambos tempestitos e turbiditos. Aigner (1982), Dott & Bourgeois (1982), e Einsele & Seilacher (1991) destacam a similaridade entre os dois tipos de depósitos, atestando que a principal diferença entre ambos seria a presença de estruturas de onda em um, e estruturas unidirecionais no outro. Dos caracteres diferenciais apresentados por Einsele e Seilacher (1991; sua tabela 1), são pertinentes neste caso a presença de *gutter casts* e a ausência de marcas de sola unidirecionais como *flute casts*. A *gutter cast* presente no afloramento Passo São Borja encontra-se no topo da sucessão, sendo provavelmente, esta sim, resultado de uma tempestade a qual não teve energia para chegar à profundidade que o leito do mar se encontrava, visto não vermos seus sedimentos nos níveis superiores à estrutura.

Myrow & Southard (1996) propuseram que uma tempestade de grande magnitude poderia levantar sedimentos em suspensão suficientes para gerar transporte por densidade, mesmo em plataformas com gradiente topográfico muito baixo. Adicionalmente, de acordo com o modelo de Brett & Seilacher (fig. 8), os fluxos de relaxamento tendem a canalizar-se, e nestes “canais” seus efeitos trativos unidirecionais

são mais pronunciados. Em locais entre os “canais” a influência da corrente unidirecional poderia ser mais fraca, de modo que localmente o fluxo gravitacional se tornaria mais influente nos sedimentos de fundo.

Myrow (2002) cunhou o termo “turbiditos modificados por ondas” (*wave-modified turbidity currents*) para sucessões caracteristicamente geradas por fluxo gravitacional, mas com estruturas de onda no topo. Porém, o referido autor atribuiu este processo para explicar unidades espessas em ambiente de alta energia, com alto gradiente batimétrico. Estas características diferem do que se acredita serem as condições da Formação Irati (Lavina, 1991).

Deste modo, diferentemente do que proposto por Grings *et al.* (2011), parece mais plausível que as porções basais do nível calcário do afloramento Passo São Borja foram resultados de fluxo combinado de tempestades. As fácies esperadas de serem encontradas acima foram erodidas por tempestades subsequentes. Alguma influência de forças gravitacionais pode ter ocorrido devido à carga de sedimentos, mas esta não foi dominante.

5.1.2. Bioturbação

Comparações com outros trabalhos mostram que as feições dos tempestitos do Irati do Rio Grande do Sul são muito similares a outros tempestitos descritos na literatura, como o de Zhou *et al.* (2011). Estes autores citam feições como brechas e calcarenitos bioclásticos de artrópodes presentes nestas rochas do Cambriano chinês. Porém, o tempestito idealizado apresentado pelos autores citados (fig.15) é demasiado diferente. Isto se deve a importância dada à representação da bioturbação.

Os autores acima citados, entre outros (*e.g.* Reif, 1982; Kreisa & Bambach, 1982) destacam que tempestades apresentam “hiatos” deposicionais durante os próprios eventos. Seilacher & Aigner (1991) apresentam como explicação que a invasão costeira faz a tempestade mobilizar sedimentos lamosos acumulados na zona costeira, os quais contrastam com a areia média a grossa do ambiente praiado de alta energia. Deste modo, esta areia se deposita rapidamente, enquanto a lama permanece em suspensão até a tempestade começar a amainar.

Durante estes hiatos, organismos infaunais oportunistas de águas rasas podem estabelecer-se momentaneamente em batimetrias mais profundas. Além disso, uma série de processos operados por organismos bentônicos são características de ambientes assolados por tempestades (e.g. Kidwell, 1991; MacEachern *et al.*, 2010).

Nos tempestitos da Formação Irati, nada destes registros icnológicos se faz presente.

Tal observação vai ao encontro da interpretação de que as águas deste mar epicontinental restrito eram estratificadas, sendo o fundo anóxico. Os eventos de tempestade causavam a quebra da termo-oxiclina, envenenando toda a coluna d'água, o que causava em parte a morte dos répteis mesossaurídeos (Lavina *et al.*, 1991). Existem poucos organismos capazes de sobreviver em condições anóxicas, incluindo a infauna comum que é a responsável pela biotubação nos sedimentos. Conclui-se, assim, que a anoxia foi o fator limitante para a presença de bioturbação nos tempestitos do Irati.

5.2. Energia no fundo relacionada às lito- e tafofácies

Ao se comparar as tafofácies S4a e S4b fica evidente a diferença de granulometria dos bioclastos, e grau de seleção dos clastos em geral. A tafofácies S4a ocorre nos afloramentos Passo São Borja e Aceguá 1. A tafofácies S4b ocorre nos afloramentos Passo do Viola, COOPAUL, e Aceguá 3. A tafofácies S2, aparentemente de energia ainda maior que das outras duas, ocorre no Passo São Borja e PM-I.

Muito provavelmente nenhuma das sucessões observadas nos afloramentos é resultante de um único evento deposicional. Caso as características faciológicas e tafonômicas presentes nos afloramentos fosse exclusivamente resultado da magnitude dos eventos, deveriam ser observados mais de um intervalo de magnitude, ou mais de uma tafofácies no mesmo afloramento, o que não ocorre.

Deste modo, sugere-se que, apesar de o Mar Whitehill-Irati ser relativamente raso por grande parte (ou toda) a sua extensão, há certa diferenciação de fácies devido à batimetria. Porém, ao se relacionar as fácies e tafofácies com a localização dos

afloramentos, não há indicação de que as fácies de menor energia estão posicionadas para o depocentro da bacia.

Para a averiguação desta hipótese, seria necessária uma atividade de mapeamento desta unidade sedimentar.

6. CONCLUSÕES

Os dados coletados no presente trabalho corroboraram e aprimoraram os modelos tafonômicos e paleoambientais de Lavina *et al.* (1991), Soares (2003), e Matos *et al.* (2013). Dos estudos e comparações feitos, foi possível extrair as seguintes conclusões:

- 1) As grandes tempestades que assolavam o pretérito Mar Whitehill-Irati abrangiam grande parte, senão toda a região que hoje compreende o estado do Rio Grande do Sul.
- 2) Todas as tafocenoses presentes são produto direto dos eventos sedimentares atuantes.
- 3) As evidências encontradas corroboram os modelos de mortalidade em massa causados por tempestades, propostos por Lavina *et al.* (1991), Soares (2003), e Matos *et al.* (2013).
- 4) Toda a região centro-sul do estado se encontrava em ambiente de *shoreface inferior*, ou seja, entre o nível de base de ação das ondas de tempo bom e nível de base de ação das ondas de tempestade.
- 5) Um modelo de tempestito idealizado pode ser proposto para a Formação Irati no Rio Grande do Sul.
- 6) A termo-oxiclina impedia a colonização dos organismos bentônicos em condições normais anteriores e pós-tempestade, o que é evidenciado pela ausência de bioturbação nos tempestitos.
- 7) Fluxos gravitacionais de densidade atuaram, mas não foram os mais expressivos na geração das sequências tempestíticas.
- 8) As acumulações fósseis de mesossaurídeos e crustáceos pigocefalomorfos presentes em tempestitos do Rio Grande do Sul podem ser combinadas em três tafofácies próprias, associadas às fácies sedimentares:

- a. Tafofácies S2: ocorre associada a calcarenito intraclástico com laminação plano-paralela. Ocorrem ossos de mesossaurídeos semi-articulados entre sets de laminações, e crustáceos semi-articulados no topo da camada. Crustáceos desarticulados ocorrem principalmente compondo intraclastos, distribuídos pela camada com orientação subparalela à laminação, e caótica em planta. Ossos de mesossaurídeos desarticulados são relativamente escassos.
 - b. Tafofácies S4a: associada a ECH de grande porte. Ossos de mesossaurídeos densamente acumulados e empacotados fazem da camada um *bonebed*. Costelas inteiras chegam a 4 cm, e vértebras inteiras chegam a 1,5 cm de comprimento. Carapaças de crustáceos ocorrem dispersas, e não compõem intraclastos. Orientação em planta caótica.
 - c. Tafofácies S4b: associada a ECH de pequeno porte. Ossos de mesossaurídeos ocorrem como marcando as superfícies entre *sets* de *hummockys*. Costelas inteiras têm até 2,5 cm de comprimento, e vértebras inteiras entre 0,5 e 1,0 cm. Carapaças de pigocefalomorfos ocorrem acumuladas paralelas à laminação, acima dos ossos, sem compor intraclastos.
- 9) As fácies S4a e S4b diferenciam-se por energia das correntes (unidirecional e oscilatória) no fundo, mas o motivo dessa diferença ainda é incerto.

6.2. Perspectivas de estudos futuros

A Formação Irati, apesar de ter historicamente recebido atenção de estudiosos devido a suas concentrações de répteis mesossaurídeos e folhelhos betuminosos, ainda se encontra envolta por muitos mistérios. No Rio Grande do Sul especialmente, problemas históricos dificultaram o avanço dos conhecimentos (Lavina, 1991).

Ambiente deposicional, salinidade e clima para a Formação Irati ainda não estão bem definidos, especialmente na região sul da Bacia do Paraná. A atribuição do ambiente de *shoreface* inferior durante a deposição da Formação Irati para grande parte ou toda a área do estado do Rio Grande do Sul vai de encontro a concepções “clássicas” de que os folhelhos betuminosos desta região se depositaram em ambi-

ente mais profundo que da região de São Paulo (Oelofsen & Araújo, 1987), onde ocorrem tempestitos distais (Lavina, 1991). Não foram encontrados tempestitos distais no presente trabalho. Isso evoca maiores estudos acerca deste assunto.

Fazem-se necessários estudos petrográficos das rochas da formação. Estas apresentam complexa história diagenética. Porém, como foi demonstrado pelo presente estudo, podem dar acesso a uma série de informações não visíveis em análises de fácies e descrições macroscópicas. A presença de glauconita e evaporitos substituídos por calcedônia dão alguma indicação de salinidade marinha, e maiores estudos de petrografia contribuirão para a centenária discussão acerca deste tema.

A integração da microscopia com a tafonomia é um método ainda pouco utilizado, especialmente tratando-se de macrofósseis. Apesar das limitações óbvias de escala dos fósseis, informações valiosas podem ser conseguidas dos sedimentos adjacentes, especialmente quando há fatores diagenéticos atuantes nas concentrações.

Finalmente, a procura por novos afloramentos da formação no Rio Grande do Sul, mais estudos de análises de fácies, e, talvez, refinamento nos estudos feitos nos novos afloramentos já encontrados devem ser feitos para a melhor compreensão do paleoambiente do Permiano inferior do estado do Rio Grande do Sul.

7. REFERÊNCIAS

- Adams, A.E., Mackenzie, W.S., Guilford, C. 1984. *Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope*. Harlow, English Language Book Society, 104p.
- Ager, D.V. 1974. Storm deposits in the Jurassic of the morrocan high atlas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeography*, 15(2): 83-93.
- Aigner, T. 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.) *Cyclic and Event Stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p.180-198.
- Alves, L.S.R., 1994. *Integração entre a lignoflora e a palinologia no afloramento Passo de São Borja (Formação Irati - Bacia do Paraná)*. Porto Alegre, 174p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Amaral, S.E. 1971. Geologia e Petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências e Astronomia*, 2: p. 3-82.

- Araújo-Barberena, D.C., Timm, L.L. 2000. Características estruturais dos mesossauros e suas adaptações ao meio aquático. *In: Holz, M. & de Ros, L.F. (Eds.) Paleontologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, UFRGS/CIGO, p. 194-209.
- Araújo, D.C. 1976. Taxonomia e relações dos Proganosauria da Bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (1): 91-116.
- Barbosa, O. & Almeida, F. F. M., 1948. Nota sobre a estratigrafia da série Tubarão no estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 21 (1): 65-8.
- Barbosa, O. & Gomes, F. A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do Rio Corumbataí, estado de São Paulo. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, 71: 1-40.
- Beder, R. 1923. Sobre un hallazgo de fósiles Pérmicos en Villarrica (República del Paraguay). *Bol. Academia Nacional de Ciências de Córdoba*, 27: 9-12
- Beurlen, K. 1957. Faunas salobras fósseis e o tipo ecológico-paleogeográfico das faunas gondwânicas no Brasil. *In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS*, 2., 1957, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, v. 29, p. 229-241.
- Bouma, A. H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- Brett, C.E., & Baird, G.C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaaios*, 1: 207-227.
- Brett, C.E. & Seilacher, A. 1991. Fossil Lagerstätten: a taphonomic consequence of event sedimentation. *In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds.). Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, p. 283-297.
- Burjack, M.I.A. 1984. *Caracterização da matéria orgânica dispersa nos sedimentos da Formação Irati, Permiano Superior da Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 231p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chinsamy, A. & Raath, M. A., 1992. Preparation of fossil bone for histological examination. *Palaeontologica Africana* 29: 39-44.
- Collinson, J.D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Research*, 39(1).
- Darlymple, R. W. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models. *In: James, N. P., Dalrymple, R. W. (Eds.), Facies Models 4*. Kitchener, Ainsworth Press, p. 3-18.
- Delaney, P.J., & Goni, J. 1963. Correlação preliminar entre as Formações Gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim Paranense de Geografia*, 8: 3-20.
- Della Fávera, J. C., 1987. Tempestades como agentes de poluição e mortalidade em massa no passado geológico: caso das Formações Santana (Bacia do Araripe) e Irati (Bacia do Paraná). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1 (2): 239-240.
- Della Fávera, J.C., 1990. *Tempestitos na Bacia do Parnaíba*. 243 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Dott, R.H.Jr. & Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8): 663-680.
- Dott, R. H. Jr., 1983. Episodic sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter? *Journal of Sedimentary Petrology*, 53 (1), 5-23.
- Duke, W.L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32(2): 167-194.
- Dumas, S. & Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification— The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12): 1073-1076.
- Eberth, D.A., Rogers, R.R., Fiorillo, A.R., 2007. A practical approach to the study of bonebeds. In: Rogers, R. R., Eberth, D. A., Fiorillo, A. (Eds.), *Bonebeds: genesis, analysis, and paleobiological significance*, p. 265-332.
- Efremov, J.A., 1940. Taphonomy: a new branch of paleontology. *Pan-American Geologist*, 74(2): 81-93.
- Einsele, G. & Seilacher, A. 1982. *Cyclic and Event Stratification*. Berlin, Springer-Verlag, 536p.
- Einsele, G. & Seilacher, A. 1991. Distinction of tempestites and turbidites. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, p. 377-382.
- Fujimori, S. & Ferreira, Y.A., 1987. Introdução ao uso do microscópio petrográfico. Salvador, Centro Editorial e Didático da UFBA, 202 p.
- Gomes, C.B., 1984. *Técnicas analíticas aplicadas à geologia*. São Paulo, Edgard Blücher, 218 p.
- Grings, A. E., Pretto, F. A., Horn, B. L. D., Pauliv, V. E., Silva, D. D., Soares, M. B., Schultz, C. L., 2011. Storm Events and the Concentration of Early Permian Mesosaurid Reptiles and Pygocephalomorph Crustaceans from the Irati Formation, Early Permian of Brazil. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA DE VERTEBRADOS, 4., 2011. San Juan, *Ameghinia Suplemento Resúmenes*. San Juan, v.4, p. 44.
- Harms, J.C., Southard, J.B. & Spearing, D.R. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course*, 2, 161p.
- Holz, M. & Simões, M.G. 2002. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*, Porto Alegre, UFRGS, 231p.
- Harrington, H.J. 1950. Geologia del Paraguay Oriental. *Contribuciones Científicas, série E: Geologia*, Tomo 1, 90 p.
- Holz, M., França, A. B., Souza, P. A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. 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* 29(2): 381-399.

- Horn, B.L.D. 2010. Estudo da gênese dos calcretes da Formação Santa Maria, triássico do RS. 88p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Hsü, K. J., 1989. Catastrophic extinctions and the inevitability of the improbable. *Journal of the Geological Society*, 146(5): 749-754.
- IBGE, 2010. Malha Municipal 2010. Disponível em ftp://geoftp.ibge.gov.br/malhas_digitais/municipio_2010/. Acesso em: 28 de maio de 2014.
- James, N.P, Dalrymple, R.W., 2010. *Facies Models 4*. Newfoundland, Geological Association of Canada, 586p.
- Kidwell, S.M. 1986. Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. *Paleobiology*, 12(1): 6-24.
- Kidwell, S. M. 1991. Taphonomic feedback (live/dead interactions) in the genesis of bioclastic beds: keys to reconstructing sedimentary dynamics. In: Einsele, G, Ricken, W, Seilacher, A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, p. 268-282.
- Kreisa, R. D. 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Research*, (51)3: 823-848.
- Kreisa, R. D. & Bambach, R. K. 1982. The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. In: Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.) *Cyclic and Event Stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p. 200-207.
- Laurin, M. & Reisz, R.R. 1995. A reevaluation of early amniote phylogeny. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 113: 165-223.
- Lavina, E.L., 1991. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 333 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lavina, E.L., Araújo-Barberena, D.C. & Azevedo, S.A., 1991. Tempestades de inverno e altas taxas de mortalidade de répteis Mesossauros. Um exemplo a partir do afloramento Passo de São Borja, RS. *Pesquisas*, 18(1): 64-70.
- Lavina, E.L. & Araújo-Barberena, D. C., 1994. Paleogeografia do Mar Whitehill-Irati (Artinskiano) das bacias meridionais da África e América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. 1994, Balneário Camboriú, *Anais...* Balneário Camboriú, SBG, v.1, p. 99.
- Leckie, D.A. & Walker, R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar- Lower Gates interval - outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(2): 138-157.
- MacEarchern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. & Bann, K.L. 2010. Ichnology and Facies Models. In: James, N. P., Dalrymple, R. W. (editores), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, p. 3-18.
- Matos, S. A., Pretto, F. A. & Simões, M. G., 2013. Tafonomia dos Pygocephalomorpha (Crustacea, Peracarida, Malacostraca), Permiano, Bacia do Paraná, Brasil, e seu significado paleoambiental. *Revista Brasileira de Paleontologia* 16(1): 97-114.

Mendes, J.C., 1961. Algumas considerações sobre a estratigrafia da Bacia do Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia*, 4 (5): 3-33.

Mendes, J.C., 1967. The Passa Dois Group (the Brazilian portion of the Paraná Basin). In: Bigarella, J.J., Becker, G.D., & Pinto, I.D., (Eds.) – Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba, p. 119-166.

Miall, A. 2010. Alluvial Deposits. In: James, N. P., Dalrymple, R. W. (Eds.), *Facies Models 4*. Kitchener, Geological Association of Canada, p. 105-138.

Milani, E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. 2 v. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 15(2): 265–287.

Middleton, G.V. 1978. Facies. In: Fairbridge, R.W., & Bourgeois, J. (Eds.) *Encyclopedia of Sedimentology*: Stroudsbury, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross. P. 323-325.

Modesto SP. 2006. The cranial skeleton of the Early Permian aquatic reptile *Mesosaurus tenuidens*: implications for relationships and palaeobiology. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 146: 345-368.

Mora, N.D., Lucas, J.F. R. & Maran, M. A., 2010. *Apostila de materiais elétricos*. Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Centro de Engenharias e Ciências Exatas. 113p.

Myrow, P.M. 1992. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6): 992-1007.

Myrow, P.M. & Southard, J.B. 1996. Tempestite Deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66(5): 875-887.

Myrow, P.M., Fischer, W., & Goodge J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72(5): 641-656.

Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy 2nd ed*. Chichester, Wiley-Blackwell, 419p.

Nummedal, D. 1991. Shallow marine storm sedimentation – the oceanographic perspective. In: Einsele, G, Ricken, W & Seilacher, A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, p. 227-248.

Oelofsen, B. 1981. *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 204p. Thesis PhD-Department of Zoology, Univ. of Stellenbosch.

Oelofsen, B., Araújo, D.C. 1983. Paleocological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the Permian Irati sea (Paraná Basin), South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (1): 1-6.

- Oelofsen, B. & Araújo, D. C. 1987. *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. *South African Journal Science*, (83): 370-372.
- Padula, V.T., 1968. Estudos geológicos da Formação Irati, sul do Brasil. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 11(3): 407-430.
- Petri, S. & Coimbra, A.M. 1982. 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...* Argentina, v. 11, p. 353-371.
- Piñeiro, G., Morosi, E. & Ramos, A. 2012a. Pygocephalomorph crustaceans from the Early Permian of the Uruguay: constraints on taxonomy. *Revista Brasileira de Paleontologia* 15: 33-48.
- Piñeiro, G.; Ramos, A.; Goso, C.; Scarabino, F.; Laurin, M. 2012b. Unusual environmental conditions preserve a Permian mesosaur-bearing Konservat-Lagerstätte from Uruguay. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57(2): 299-318.
- Plint, A.G., 2010. Wave- and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems. In: James, N. P., Dalrymple, R. W. (Eds.), *Facies Models 4*. Kitchener, Geological Association of Canada, p. 167-200.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus C.K., Hastings, B.S., Kendall, S.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., & Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 110-124.
- Preto, F.A. 2012. *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, 92p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Reif, W.E. 1982. Muschelkalk/Keuper bone-beds (Middle Triassic, SW-Germany) – storm condensation in a regressive cycle. In: Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.) *Cyclic and Event Stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p. 299-325.
- Rodrigues, R., Quadros, L.P., 1976. Mineralogia das argilas e teor de Boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto. São Paulo, SBG, v. 2, p. 351-379.
- Rösler, O., 1970. *Novas ocorrências fossilíferas do Grupo Passa Dois do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 56 p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sami, T. & Desrochers, A. 1992. Episodic sedimentation on the Early Silurian, storm-dominated carbonate ramp, Becsie and Merrimack formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology*, 39(3): 355-381.
- Santos, R.V., Souza, P.A., de Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., de Oliveira, C.G., & de Araújo, L.M. (2006). Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* 9(4): 456-463.

- Scholle, P.A., & Ulmer-Scholle, D.S. 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, *AAPG Memoir 77*. AAPG.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28., 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.1, p. 41-66.
- Sedor, F.A. & ferigolo, J.A. 2001. A coluna vertebral de *Brazilosaurus sanpauloensis* Shikama & Ozaki, 1966 da Formação Irati, Permiano da Bacia do Paraná (Brasil) (Proganosauria, Mesosauridae). *Acta Biológica Paranaense*, 30 (1): 151-173.
- Seilacher, A. 1982. General remarks about event deposits. *In: Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.) Cyclic and Event Stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p. 161-174.
- Seilacher, A. 1982. Distinctive features of Sandy tempestites. *In: Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.) Cyclic and Event Stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p. 333-349.
- Seilacher, A & Aigner, T. 1991. Storm deposition at the bed, facies and basin scale: the geologic perspective. *In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds.). Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, p. 249-267.
- Sepkoski, J.J.Jr. 1982. Flat pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna. *In: Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.) Cyclic and Event Stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p. 371-388.
- Simões, M.G., Rodrigues, S.C., Bertoni-Machado, B. & Holz, M. 2010. Tafonomia: Processos e Ambientes de Fossilização. *In: Carvalho, I.S. (Ed.) Paleontologia 3ª ed. v.1*. Rio de Janeiro, Interciência, p. 19-51.
- Simões, M.G., Kowaleski, M., Torello, F.F., Ghilardi, R.P. & Mello, L.H.C. 2000b. Early onset of modern-style shell beds in the Permian sequences of the Paraná Basin: implications for the Phanerozoic trend in bioclastic accumulations. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 495-499.
- Soares, M.B., 1996. Tafonomia de Mesosauridae. Porto Alegre, 203p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Soares, M.B., 2003. A taphonomic model for the Mesosauridae assemblage of the Irati Formation (Paraná Basin, Brazil). *Geologica Acta* 1(4): 349–361.
- Souza, P.A. 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 138(1): 9-29.
- Speyer, S.E., Brett, C.E. 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaaios*, 1(3): 312-327.
- Speyer, S.E., Brett, C.E. 1988. Taphofacies Models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeography*, 63(1-3): 225-262.
- Stow, D.A. 2005. Sedimentary rocks in the field. Manson publishing.

Suguo, K., Salati, E. & Barcelos, J.H., 1974. Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Revista Brasileira de Geociências*, 4: 142-166.

Swift, D.J.P., Figueiredo, A.G.Jr., Freeland, G.L. & Oertel, G.F. 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological standard? *Journal of Sedimentary Petrology* 53(4): 1295-1317.

Taylor, R.S., Yan-Bin, S. & Schram, F.R. 1998. New Pygocephalomorph crustaceans from the Permian of China and their phylogenetic relationships. *Paleontology*, 41(5): 815-834.

Timm, L.L. & Araújo-Barberena, D.C. , 2006. 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*, 2(1): 24-28.

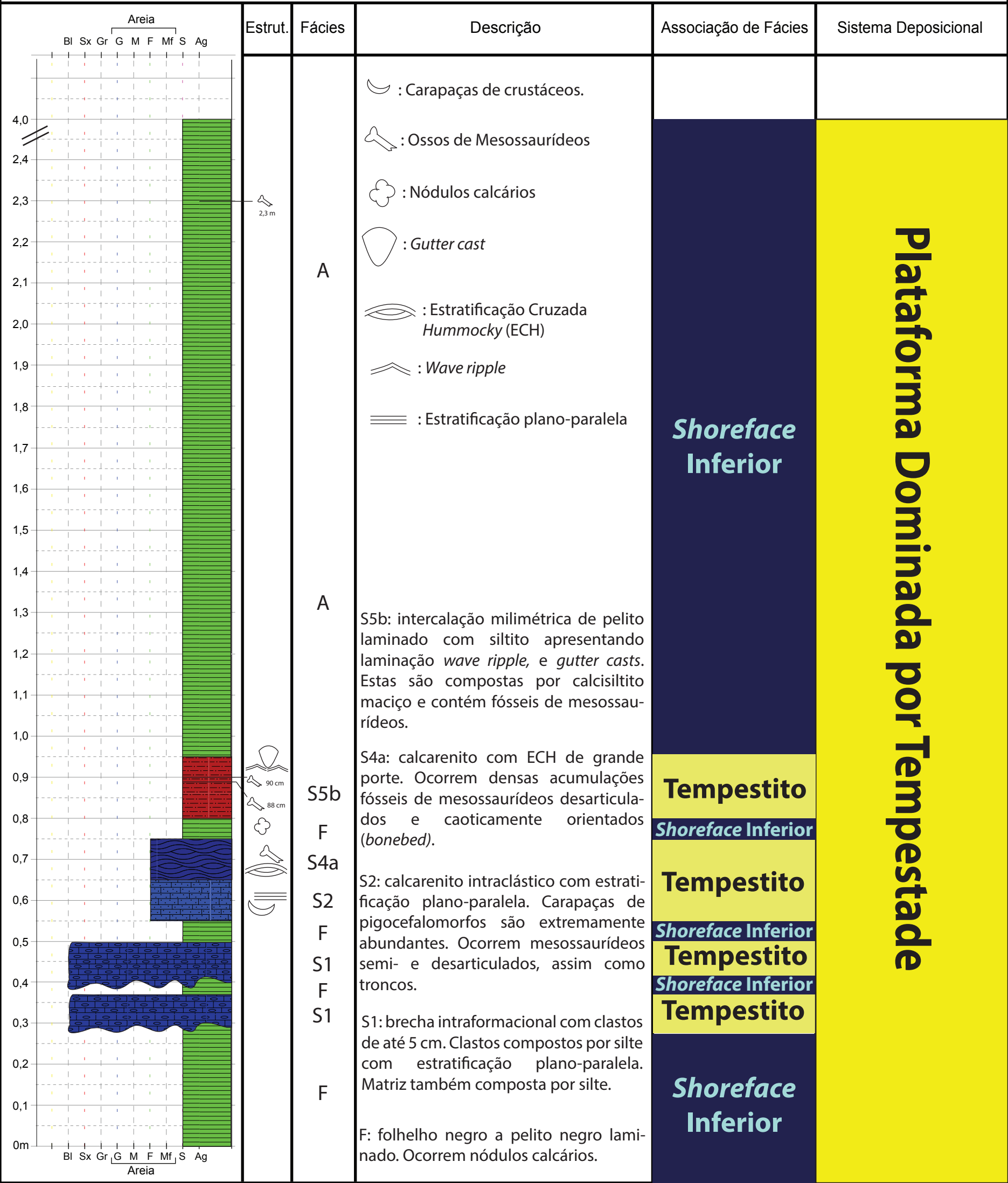
Tomazelli, L.J. 2000. Ambientes de Sedimentação. Apostila. Porto Alegre, Gráfica da UFRGS, 102p.

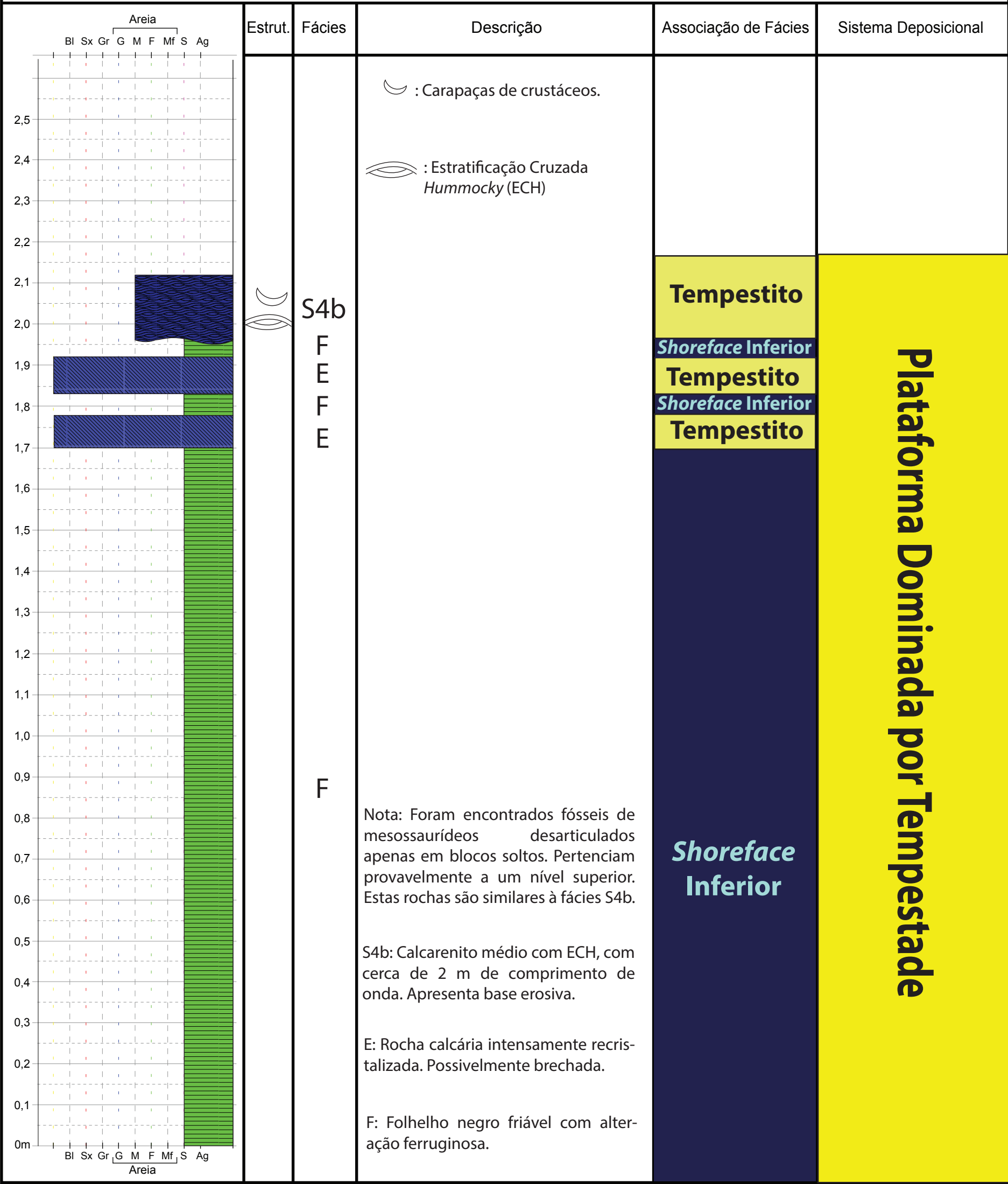
Voorhies, M. 1969. Taphonomy and population dynamics of an early Pliocene vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. *Contribution to Geology Univ. Wyoming, Special Paper*, 1: 69 p.

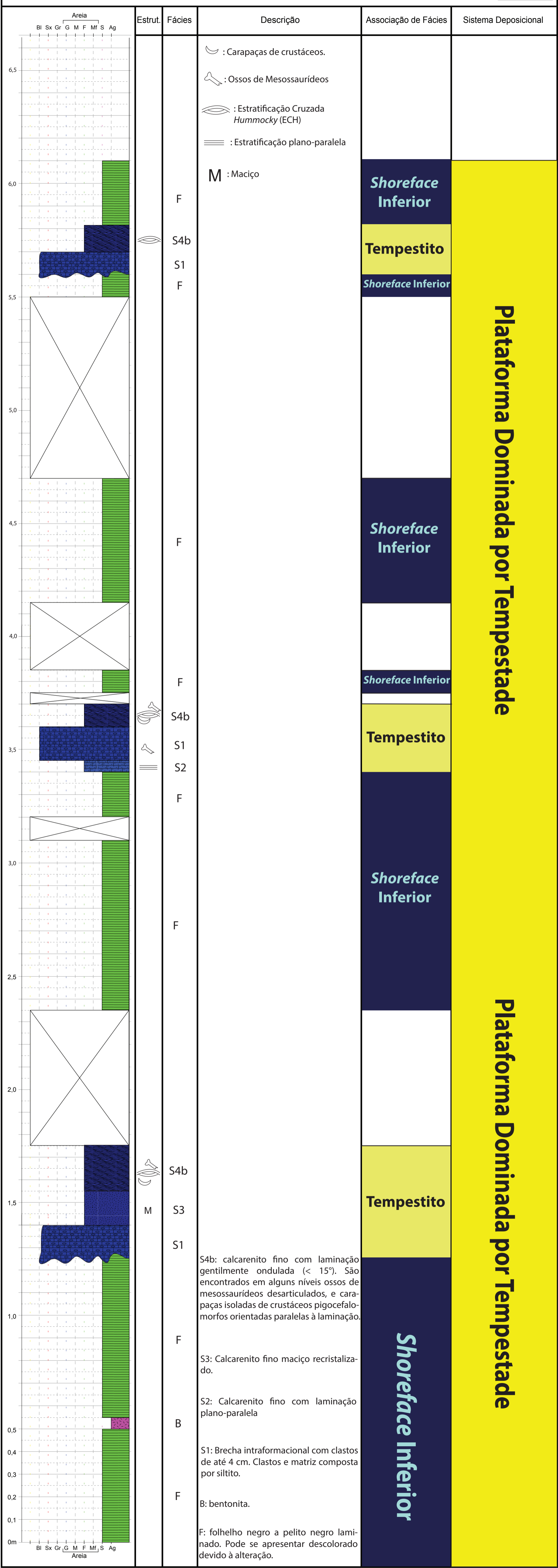
Walker, R.G. & James, N.P. 1992. *Facies Models*, Kitchener, Ainsworth Press.

White, I.C. 1908. Relatório sobre as *coal measures* e rochas associadas do sul do Brasil. Rio de Janeiro, Com. Est. Minas de Carvão de Pedra do Brasil, parte 1, 300 p.

Zhou, Z., Willems, H., Li, Y., Luo, H. 2011. A well-preserved carbonate tempestite sequence from the Cambrian Gushan Formation, eastern North China Craton. *Paleoworld*, 20(1): 1-7.







Ponto: PM-I (Biboca)

Intérprete(s): Pedro Luis Xavier, Bruno Horn

Data: 05/03/2013

Escala: 1:10

Coordenadas UTM X: 242336 mE

22J Y: 6493021 mN

Apêndice 4

