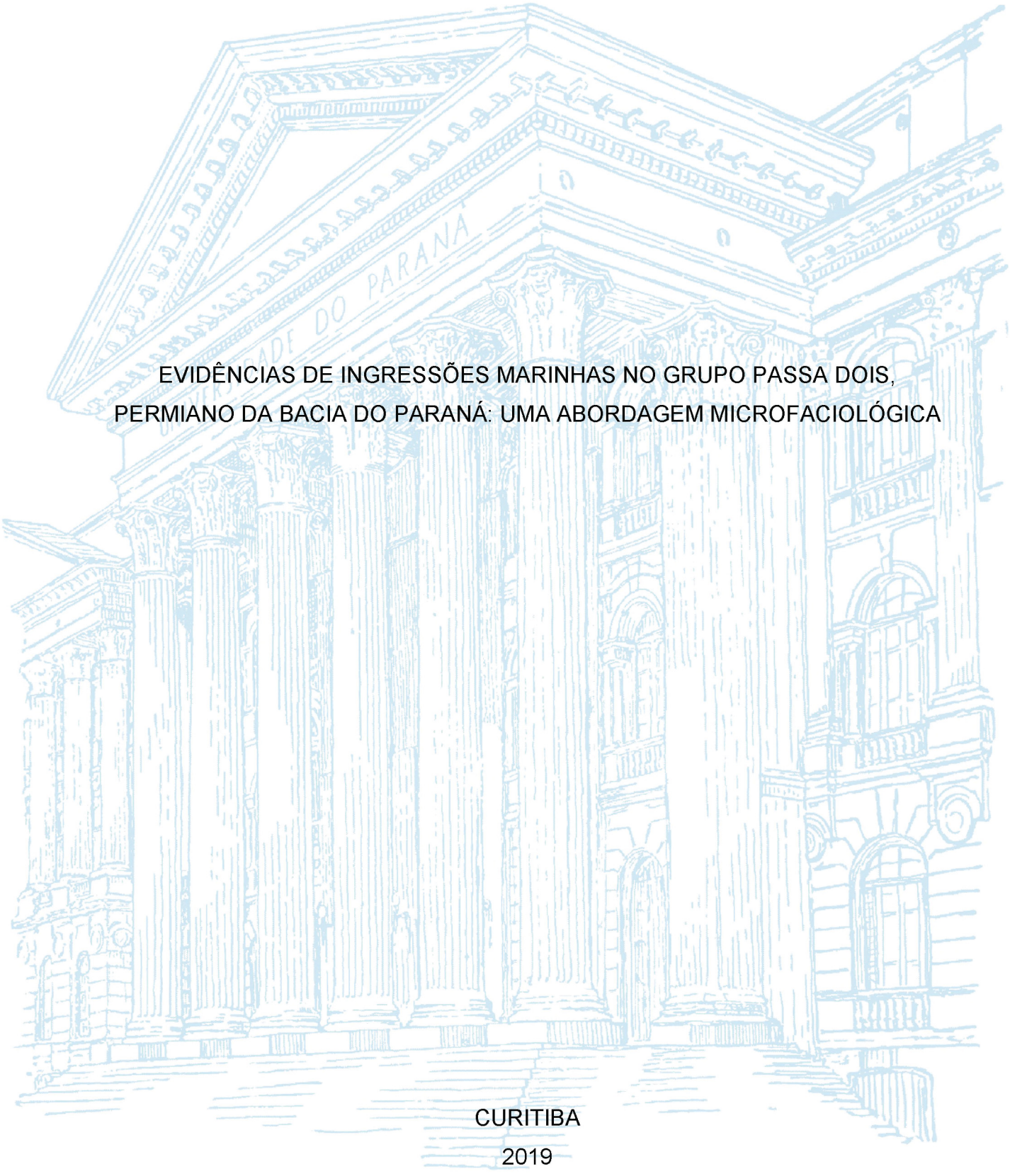
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CHRISTIANO NG



EVIDÊNCIAS DE INGRESSÕES MARINHAS NO GRUPO PASSA DOIS, PERMIANO DA BACIA DO PARANÁ: UMA ABORDAGEM MICROFACIOLÓGICA

CURITIBA

2019

CHRISTIANO NG

EVIDÊNCIAS DE INGRESSÕES MARINHAS NO GRUPO PASSA DOIS, PERMIANO DA BACIA DO PARANÁ: UMA ABORDAGEM MICROFACIOLÓGICA

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Cristina Silveira Vega

Coorientadora: Dra. Maria da Saudade Araujo Santos Maranhão

CURITIBA

2019

Catalogação na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

N576e Ng, Christiano
Evidências de ingressões marinhas no Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná: uma abordagem microfaciológica [recurso eletrônico] / Christiano Ng – Curitiba, 2019.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia.
Orientadora: Profa. Dra. Cristina Silveira Vega
Coorientadora: Dra. Maria da Saudade Araujo Santos Maranhão

1. Petrologia. 2. Guadalupiano (Período). 3. Permiano (Período). 4. Esponjas. I. Universidade Federal do Paraná. II. Vega, Cristina Silveira. III. Maranhão, Maria da Saudade Araujo Santos. IV. Título.

CDD: 552.4

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIENCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA - 40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **CHRISTIANO NG** intitulada: **EVIDÊNCIAS DE INGRESSÕES MARINHAS NO GRUPO PASSA DOIS, PERMIANO DA BACIA DO PARANÁ: UMA ABORDAGEM MICROFACIOLÓGICA**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 18 de Junho de 2019.

CRISTINA SILVEIRA VEGA
Presidente da Banca Examinadora

FRANCINE KURZAWE
Avaliador Interno Pós-Doc (UFPR)

ISABEL CORTEZ CHRISTIANO DE SOUZA
Avaliador Externo (USP)

CAROLINA DANIELSKI AQUINO
Avaliador Interno (UFPR)

JACQUELINE PEIXOTO NEVES
Avaliador Externo (UTFPR)

Aos meus pais, meus eternos incentivadores.

AGRADECIMENTOS

Em um projeto de doutorado, são inúmeros os suportes, apoios, conselhos, discussões, leituras, críticas, sugestões, enfim ajudas de todos os tipos, que se deparam, foram pedidas, compulsórias, ou foram gentilmente ofertadas durante toda a jornada. Em um projeto de doutorado geológico que ousa abraçar uma região tão grande, seis estados brasileiros, e uma sequência de tantos metros de espessura (mais de um quilômetro no depocentro!), e que foi feito paralelo ao trabalho, a lista de agradecimentos não poderia ser pequena!

Em primeiro lugar, meus sinceros agradecimentos à minha orientadora, Cristina Silveira Vega (UFPR), que tem me acompanhado nessa jornada científica, acadêmica e de vida ao longo dos últimos oito anos. Que me viu chegar em Curitiba em busca de um trabalho de pesquisa que fosse em um ambiente marinho "normal", e me vê saindo com uma pesquisa em um ambiente polêmico, cujo o que há de mais marinho, e nem tão diverso assim, encontra-se nas páginas a seguir. De fato, o mundo dá voltas... Meu muito obrigado por todas as conversas, discussões, campo, aprendizado, amizade e confiança ao longo desta quase uma década de parceria. É uma honra ter sido seu orientando!

A minha coorientadora, Maria da Saudade Araújo Santos Maranhão (IG-SMA/SP), cuja parceria com pesquisas também completa já mais de meia década! Muito obrigado por toda a ajuda, conselhos e disposição para me ajudar a embarcar nessa aventura pelo mundo dos microfósseis do Grupo Passa Dois, além São Paulo! Sua empolgação em pesquisar e trabalhar com microfósseis é contagiante! É mais que uma honra ter trabalho com você, e espero que os trabalhos continuem por anos a frente. São muitos os microfósseis dessas unidades para continuar a serem descritos!

A minha tutora de doutorado, Elizabete Pedrão Ferreira (Petrobras/Cenpes), a mais empolgada, animada, cheia de ideias e uma das mais brilhantes bioestratígrafas! Meu muitíssimo obrigado pelas inúmeras e inúmeras discussões sobre os mais múltiplos temas, do Paleozoico a Paleogeografia, dos micro aos macrofósseis, das mil e uma ideias de publicações, de ideais do que fazer além de publicar, das incontáveis conversas sobre todos os temas ao longo desses anos. Com você trabalhar no doutorado e no dia a dia como um todo, ficou longe de ser um desafio, mas sim uma oportunidade de pesquisar o que se quer, o que é

interessante, e aprender sobretudo como passar as ideias adiante. Quem diria que ia resgatar até relatórios nas quais você era a estagiária ainda? Aprendi muito e sigo aprendendo com você todos os dias, meu mais eterno e sincero, muitíssimo obrigado!

E para uma pesquisa dessas, foram inúmeras as ajudas com coletas de amostras. Meu muito obrigado à Profas. Dras. Ana Claudia Dantas da Costa e Silane Aparecida Ferreira da Silva Caminha (UFMT), e aos alunos do Curso de Geologia, Turma de 2015, por me apresentarem à faixa setentrional de afloramentos, e pela ótima semana de campo em Mato Grosso e Goiás. Muito obrigado, Silane, por ter me convidado durante o Congresso Brasileiro de Geologia, para conhecer e estudar a Paleontologia do Mato Grosso!

Às geólogas Jennyfer Pontes Carvalho Pietsch e Raíssa Cristina Oliveira Fontanelli (UFPR) pelo auxílio com os trabalhos de campo nos estados do Paraná e Santa Catarina, cuja empolgação em encontrar fósseis no campo me ajudou a coletar um carro de amostras!

Ao meu amigo Jaques Soares Schmidt (Petrobras/Cenpes), que mais uma vez topou a louca aventura de me acompanhar do Rio de Janeiro até o campo, no sul do país, para levantar seções colunares, descrever e catalogar amostras e transportá-las, meu muito obrigado!

Pela disponibilidade de acessar, descrever e coletar os testemunhos dos furos de sondagem CA-16-RS e TG-179-RS, no Rio Grande do Sul, agradeço aos geólogos Ana Claudia Viero e Jose Leonardo Silva Andriotti (CPRM/Serviço Geológico do Brasil).

Devo sobretudo agradecer as belíssimas lâminas que compõe e são o alvo deste trabalho ao Claudio Henrique da Silva (PetrografiaBR) e a Dra. Luciane Profs Moutinho (UFRGS) pela ajuda com a laminação das amostras. Muito obrigado, sem o prestimoso trabalho de ambos essa pesquisa jamais teria acontecido! Meu muito obrigado ainda à equipe de serralheiros da marmoraria Yanaguisawa (Iguape-SP) que gentilmente serraram as amostras de silexito, e ao Laboratório de Laminação (UFPR) no qual todos os demais cortes foram efetuados.

Sem o prestimoso auxílio de nossas bibliotecas o levantamento bibliográfico dessa pesquisa, e a preservação de todos esses documentos, estaria perdida. Nesse sentido, registro um agradecimento especial às equipes das bibliotecas de Ciência e Tecnologia (UFPR), e da Biblioteca do Centro de Pesquisas Leopoldo

Américo Miguez de Mello (Cenpes), de onde fui e voltei sempre com um ou mais livros, e muito poucos voltaram ao longo dessa pesquisa (mas retornarão um dia, não se preocupem...), e foram constantemente renovados. Em especial, muito obrigado à equipe da seção de periódicos que laboriosamente me ajudou com todo o levantamento de referências antigas e raras.

Especialmente, agradeço à equipe de bibliotecários da Biblioteca do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo, principalmente à Sra. Magali Rivos Fernadez Munõz e Sra. Kinue Saito, pelo acesso e cópia dos relatórios técnicos, mapas e perfis descritivos do Projeto Laras, e à Sra. Marli Araujo Ferreira Lima e ao Geol. Gerson Salviano Almeida Filho, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, pela autorização à consulta aos relatórios originais do Projeto Laras.

Aos meus colegas e amigos da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia do Cenpes, Petrobras, Andrea Souto Wallau-Ribeiro, Antonio Enrique Sayão Sanjinés, Ariany de Jesus Souza, Carol Coutinho Johnsson, Denize Costa, Geise dos Anjos Zerfass, Eduardo Henrique Roesner, Fabio Lann, Jeanine Lacerda Grillo, José Ricardo Maizzato, Marcelo Vasconcellos Brandão, Roberto Pereira, que me acompanharam ao longo de toda essa jornada insana de trabalhar e fazer doutorado, meu muitíssimo obrigado! Um obrigado muito especial à Márcia Emília Longhim, pelas incontáveis discussões sobre o Paleozoico, ajuda com referências e discussões! Aos meus gerentes Oscar Strohschoen Jr. e Milene Freitas Figueiredo, por todo apoio, auxílio e liberações que permitiram que esta pesquisa se tornasse real. Meu especial obrigado ao geólogo Seirin Shimabukuro, cujas infindáveis referências cedidas e coletadas ao longo dos anos se espalham por todo o texto a seguir!

Meu muito obrigado ao meu coordenador e amigo, Henrique Lima, por todas as discussões, por toda a ajuda, por todos os conselhos, pela liberação de trabalho, ajuda com referências e modelos de apresentação de dados, muitíssimo obrigado! Ao meu mentor em microfácies, Paulo Tibana, cuja disposição e curiosidade científica lhe acompanham até hoje, e são um estímulo a seguir estudando, aprendendo e ensinando, sempre! E aos geólogos Jéssica Cristina Paschoal e Giovanni de Oliveira Eneas, meu muito obrigado por todo o apoio e incentivo ao estudo de microfácies. Que elas lhe cativem tanto quando me cativaram, e que lhe abram novos horizontes desse magnífico estudo!

Aos meus amigos de todas as horas Alessandra Faresin, Amanda Goulart Rodrigues, Cleber Fernandes Alves, Fábio de Araújo Carvalho, Lília Dias Sabaraense, Joselito Cabral Vazquez, por terem me escutado inúmeras vezes, pelas incontáveis sugestões e apoio, e pelas inúmeras xícaras de café partilhadas, meu muitíssimo obrigado!

Ao Programa de Pós-Graduação de Geologia da UFPR, por permitir a execução dessa pesquisa, pela infraestrutura, ensinamentos e apoio ao longo de toda essa jornada. Um especial obrigado aos professores Maria Cristina de Souza, Francine Kurzawe, Fernando Farias Vesely e Anelize Manoela Bahniuk Rumbelsperger por todos os comentários e sugestões desde o projeto à qualificação de doutorado, que ajudaram a melhorar este trabalho.

À minha família, em especial à minha mãe, Graci Arruda, que acompanhou todos os passos desse doutorado, me ajudou com a preparação e catalogação de todas as amostras, inclusive noite afora, o que a torna praticamente uma geóloga, meu muitíssimo obrigado! Ao meu irmão Johnny Ng, cuja paciência em aprender paleontologia tornou possível inclusive a criação de um banco de dados digitais de microfácies, em desenvolvimento! E a meu pai (in memoriam), meu eterno incentivador, meu muito obrigado.

E ao melhor presente que o doutorado e a pós-graduação poderia ter me proporcionado, a minha amada amiga e companheira, Bárbara Carolina Dressel, por todo amor, ajuda, companheirismo e dedicação ao longo desse tempo que estamos juntos, meu mais carinhoso e terno, muito obrigado!

Com todos vocês, realizar o doutorado foi uma saga prazeirosa, divertida, desafiadora, romântica e feliz. A todas, e todos aqueles que ajudaram direta ou indiretamente, que minha memória falha em lembrar, deixo meu muito obrigado!

"*Aprender*
é a única coisa que
a mente não se cansa,
nunca tem medo e
nunca se arrepende."

(Leonardo Da Vinci)

RESUMO

A sucessão sedimentar permiana da Bacia do Paraná inclui o Grupo Passa Dois, que engloba quatro formações, Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, e representa uma transição de ambientes deposicionais marinhos para continentais. Este intervalo é palco de várias discussões paleoambientais, porém microfácies haviam sido ainda pouco estudadas. Além disso, soma-se a escassez de trabalhos micropaleontológicos, a falta de calibração geocronológica e ausência de fósseis-guia marinhos. Diante deste cenário, propôs-se um estudo de microfácies abrangente para a unidade, com análise de amostras amplamente distribuída e representativa da faixa de ocorrência do grupo, divididas em três grandes domínios, norte, central e sul. Foram analisadas lâminas petrográficas distribuídas entre as quatro unidades com ênfase nas camadas carbonáticas. Os dados foram confrontados com um quadro biocronoestratigráfico revisado e integrado com biozonas de bivalves, macroflora, palinologia, conchostráceos e vertebrados. As análises microfaciológicas resultaram no reconhecimento de 13 microfácies, quatro delas siliciclásticas, oito carbonáticas e uma silicosa. Microfácies siliciclásticas finas predominam no Domínio Sul; microfácies carbonáticas rudáceas no Domínio Central, com maior quantidade de aloquímicos e bioclastos; e maior influência de siliciclásticos no Domínio Norte da bacia, onde ocorrem apenas as formações Irati e Teresina. As microfácies carbonáticas ao sul são menos variadas que aquelas ao norte e, ainda no Domínio Sul, há uma escassez de microfósseis. No Domínio Central ocorrem os carbonatos com maior granulação, relacionados à maior agitação da água. Entre os microfósseis foram identificados ostracodes, espículas de espongiários, bivalves, oósporos carbonificados, microfósseis tubulares de parede microgranular, microbialitos, fragmentos de artrópodes, restos fosfáticos e fitoclastos. Bivalves, ostracodes e espículas de espongiários são os principais bioclastos presentes em *rudstones* e *grainstones* nas formações Irati e Teresina, e foram interpretados como alóctones a parautóctones. Apresentam-se ainda os resultados petrográficos dos estudos em esponjas do Grupo Passa Dois. A morfologia, forma e estrutura dos fósseis pode ser atribuída à Ordem Haplosclerida, como associado previamente, de ambientes marinhos como indicados pela associação com glauconita. As microfácies presentes em três furos de sondagem de Anhembi (SP) refletem processos sedimentares atuando em ambientes marinhos marginais sob influência de fluxos oscilatórios, tais como ondas de tempestade e marés, próximos a corpos de água doce e desembocaduras de rios, que trazem consigo elementos continentais. Neste cenário, microfósseis marinhos coexistem regionalmente com elementos não marinhos. Evidências da literatura foram somadas aos resultados e possibilitaram a proposta de um modelo de distribuição de microfácies para a Formação Teresina, plataformal raso em clima progressivamente mais seco, com *shoals* e *mounds* microbialíticos nos altos e depósitos pelíticos e cherts nos fundos estagnados e com baixa oxigenação. A assembleia de microfósseis encontrada, embora abundante, é pouco diversificada em comparação com uma assembleia marinha rasa normal, o que deve relacionar-se possivelmente à condições de alto estresse ambiental, ou condições paleobatimétricas inviáveis ao desenvolvimento de outros organismos estenohalinos, o que pode estar relacionado às grandes extinções do Permiano, em apoio às datações geocronológicas mais recentes que indicam idades detríticas mais jovens para os estratos do Grupo Passa Dois.

Palavras-chave: Petrografia, Microfacies, Esponjas, Guadalupiano, Permiano.

ABSTRACT

Permian sedimentary sucession of Paraná Basin include the Passa Dois Group, which encompasses four formations: the Irati, Serra Alta, Teresina, and Rio do Rasto, and represents a transition from marine to continental depositional environments. This interval has been speculated to have formed under several different paleoenvironmental scenarios; where microfacies have rarely been studied. In addition, there is a scarcity of micropaleontological studies and geochronological calibration, besides an absence of marine guide fossils. In view of this, a comprehensive microfacies study for the unit was proposed, with a large and representative surface and subsurface sample analysis of the Passa Dois Group, divided into three large geographic domains: north, central, and south. Thin sections distributed among the four units were analyzed with an emphasis on carbonate layers. The data were interpreted within a revised biochronostratigraphic framework and integrated with bivalves, macroflora, palynology, conchostracans, and vertebrates biozones. Microfacies analysis resulted in the recognition of 13 microfacies, four siliciclastic, eight carbonate, and one siliceous. Fine siliciclastic microfacies, rich in organic matter, predominate in the Southern Domain; rudaceous carbonate microfacies in the Central Domain, with greater diversity of allochemicals and bioclasts; and the increase on siliciclastic sediments influx in the Northern Domain of the basin, where only the Irati and Teresina formations occur. The carbonate microfacies to the south are less varied than those to the north along with a shortage of microfossils. In the Central Domain, coarse-grained carbonates formed by the high hydrodynamic conditions of the sedimentary processes are present. Among the microfossils identified were ostracods, sponge spicules, bivalves, organic oospores, tubular microfossils, microbialites, fragments of arthropods, phosphatic remains and phytoclasts. Bivalves, ostracods, and sponge spicules are the main bioclasts on rudstones and grainstones from the Irati and Teresina formations, and have been interpreted as allochthonous to parautochthonous. This study also presents the results of petrological studies on sponges from Passa Dois Group. The morphology, shape and structure of the sponges remains could be attributed them to the Order Haplosclerida as associated previously, from marine environments as indicated by the associated glauconite grains. Microfacies from three boreholes of Anhembi (SP), reflect sedimentary processes of marginal marine environments on influence of oscilatorious fluxes, such as tides and storm waves, close to fresh water bodies and river deltas, that bring with them continental elements. In this context, marine microfossils regionally coexist with non-marine bioclasts. Evidences from literature were added to these results and allow to propose a model of microfacies distribution for the Teresina Formation, a shallow platform in a progressively drier climate, with microbialitic shoals and mounds on shallow settings and pelitic deposits and cherts on hypoxic waters. The microfossil assemblage, although abundant, is poorly diversified compared to a normal shallow marine assemblage, possibly related to conditions of high environmental stress, or incompatible paleo-bathymetric depths for the development of other stenohaline organisms. On the other hand, it may be related to the great Permian extinctions, in support of the more recent geochronological dates that indicate younger detrital ages for the strata of the Passa Dois Group.

Keywords: Petrography, Microfacies, Sponges, Guadalupian, Permian.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 - DISTRIBUIÇÃO LITO E CRONOESTRATIGRÁFICA DO GRUPO PASSA DOIS, PERMIANO DA BACIA DO PARANÁ.....2
FIGURA 1.2 - MAPA DE AFLORAMENTOS.....6
FIGURA 2.1.1 - MAPA DA FAIXA DE AFLORAMENTOS DO GRUPO PASSA DOIS EM TERRITÓRIO BRASILEIRO E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE ESTUDO.....26
FIGURA 2.1.2 - CARTA ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO PASSA DOIS.....27
FIGURA 2.1.3 - ARCABOUÇO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO PROPOSTO PARA O GRUPO PASSA DOIS.....30
FIGURA 2.1.4 - POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS SEÇÕES ESTUDADAS COM BASE NAS BIOZONAS RECONHECIDAS.....33
FIGURA 2.1.5 - LEGENDA PARA AS SEÇÕES DE CORRELAÇÃO.....35
FIGURA 2.1.6 - CORRELAÇÃO ENTRE OS FUROS DE SONDAGEM DO DOMÍNIO SUL DA BACIA DO PARANÁ.....39
FIGURA 2.1.7 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS FÁCIES E MICROFÁCIES RECONHECIDAS NOS FUROS TG-179-RS E CA-16-RS.....40
FIGURA 2.1.8 - SEÇÃO DE CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DO DOMÍNIO CENTRAL I.....43
FIGURA 2.1.9 - ESTRUTURAS E TEXTURAS DAS MICROFÁCIES DAS PEDREIRAS DE IRATI, FLUVIÓPOLIS E RIO PRETO.....44
FIGURA 2.1.10 - DETALHES DAS ESTRUTURAS E TEXTURAS DA PEDREIRA RIO PRETO.....45
FIGURA 2.1.11 - ESTRUTURAS E TEXTURAS DAS PEDREIRAS DE PRUDENTÓPOLIS.....46
FIGURA 2.1.12 - SEÇÃO DE CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DO DOMÍNIO CENTRAL II.....47
FIGURA 2.1.13 - ESTRUTURAS E TEXTURAS DO DOMÍNIO CENTRAL II.....48
FIGURA 2.1.14 - MICROFÁCIES DO DOMINÍO CENTRAL II.....49
FIGURA 2.1.15 - SEÇÃO DE CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DO DOMÍNIO NORTE.....51
FIGURA 2.1.16 - MICROFÁCIES CARACTERÍSTICAS DO DOMÍNIO NORTE.....52

FIGURA 2.1.17 - MODELO HIPOTÉTICO DE DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES PARA A FORMAÇÃO TERESINA 57
FIGURA 2.2.1 - MAPA DAS LOCALIDADES COM PRESERVAÇÃO EXCEPCIONAL DE ESPÍCULAS DE ESPONGIÁRIOS NO GRUPO PASSA DOIS.... 73
FIGURA 2.2.2 - SEÇÕES COM PRESERVAÇÃO EXCEPCIONAL DE ESPONJAS 74
FIGURA 2.2.3 - ESPÍCULAS ISOLADAS 77
FIGURA 2.2.4 - FILAMENTO PROTEICO DE ESPÍCULA EM MICROSCOPIA CONFOCAL 78
FIGURA 2.2.5 - ESPÍCULAS ASSOCIADAS A MICROBIALITOS 80
FIGURA 2.2.6 - ESPONJAS PRESERVADAS EM *CHERT* 82
FIGURA 2.2.7 - TRAMA EXTERNA DA PAREDE DO ESPONGIÁRIO 83
FIGURA 2.2.8 - PELÍCULAS DERMAIS DE ESPONGIÁRIOS EM MICROSCOPIA CONFOCAL 83
FIGURA 2.2.9 - OXEAS DA FORMAÇÃO TERESINA 84
FIGURA 2.2.10 - RECONSTRUÇÃO HIPOTÉTICA DO HÁBITO DE VIDA DAS ESPONJAS DO GRUPO PASSA DOIS 87
FIGURA 2.3.1 - LOCALIZAÇÃO DAS SONDAGENS ROTATIVAS 95
FIGURA 2.3.2 - POSIÇÃO DO INTERVALO DE ESTUDO NO ARCABOUÇO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO DO GRUPO PASSA DOIS 97
FIGURA 2.3.3 - SEÇÃO GEOLÓGICA E POSIÇÃO DAS AMOSTRAS DE ESTUDO NAS SONDAGENS ROTATIVAS 101
FIGURA 2.3.4 - SEÇÃO COLUNAR E DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES DA SONDAGEM SR-06 105
FIGURA 2.3.5 - MICROFÁCIES DO FURO SR-06 106
FIGURA 2.3.6 - SEÇÃO COLUNAR E DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES DA SONDAGEM SR-07 108
FIGURA 2.3.7 - SEÇÃO COLUNAR E DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES DA SONDAGEM SR-08 109
FIGURA 2.3.8 - MICROFÁCIES DOS FUROS SR-07 E SR-08 110
FIGURA 3.1 - ANÁLOGOS PALEOECOLÓGICOS E ATUALÍSTICOS PARA A FORMAÇÃO TERESINA 127
FIGURA 3.2 - LOCALIZAÇÃO DAS POSSÍVEIS INGRESSÕES MARINHAS PANTALÁSSICAS 136

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1.1 - HIPÓTESES DE TRABALHO.....9

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1 - TRANSECTOS AO LONGO DE AFLORAMENTOS DO GRUPO PASSA DOIS PREVISTOS PARA O PROJETO DE DOUTORADO .13
TABELA 1.2 - FUROS DE SONDAGEM SELECIONADOS PARA ESTUDO 14
TABELA 2.1.1 - SEÇÕES ANALISADAS DO GRUPO PASSA DOIS 34
TABELA 2.1.2 - MICROFÁCIES DO GRUPO PASSA DOIS.....37
TABELA 2.3.1 - MICROFÁCIES DOS FUROS DE SONDAGEM DA BARRAGEM DE LARAS 102
TABELA 2.3.2 - CONSIDERAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ PARA A REGIÃO DE ANHEMBI (SP).....115
TABELA 3.1 - EVIDÊNCIAS MARINHOS NO GRUPO PASSA DOIS, BACIA DO PARANÁ 134

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 TEMA DA PESQUISA 1
1.2 JUSTIFICATIVA 7
1.3 HIPÓTESES 9
1.4 OBJETIVOS 10
1.4.1 Objetivo geral 10
1.4.2 Objetivos específicos 10
1.5 METODOLOGIA 10
REFERÊNCIAS 14
2 RESULTADOS E DISCUSSÕES 20
2.1 MICROFÁCIES CARBONÁTICAS-SILICICLÁSTICAS MISTAS DE DEPÓSITOS PERMIANOS DO GONDWANA OCIDENTAL: EVIDÊNCIAS DE TRANSIÇÃO GRADUAL MARINHA A CONTINENTAL OU EPISÓDIOS DE TRANSGRESSÕES MARINHAS? 22
2.1.1 Introdução 23
2.1.2 Contexto geológico 24
2.1.3 Bioestratigrafia e idade do Grupo Passa Dois 28
2.1.4 Considerações paleoambientais 30
2.1.5 Materiais e métodos 32
2.1.6 Resultados 36
2.1.6.1 Microfácies do Domínio Sul 38
2.1.6.2 Microfácies do Domínio Central 41
2.1.6.3 Microfácies do Domínio Norte 50
2.1.7 Discussões 53
2.1.7.1 Microfácies no tempo e espaço 53
2.1.7.2 Modelo de distribuição de microfácies da Formação Teresina 56
2.1.7.3 Microfácies microbiais e o limite Permiano-Triássico 57
2.1.8 Conclusões 58
Referências 60
2.2 ESPONJAS FÓSSEIS PERMIANAS DO GONDWANA OCIDENTAL: EVIDÊNCIAS DE CONEXÃO MARINHA E ELEVADA SATURAÇÃO EM SÍLICA EM MAR EPÊIRICO, BACIA DO PARANÁ, BRASIL 69

2.2.1 Introdução 72
2.2.2 Resultados 76
2.2.2.1 Análise de microfácies 76
2.2.3 Discussões 84
2.2.4 Material e análises 89
Referências 90
2.3 VESTÍGIOS DE AMBIENTES MARGINAIS MIXOHALINOS EM MICROFÁCIES DA PORÇÃO MÉDIA-SUPERIOR DA FM. CORUMBATAÍ, ANHEMBI (SP) 92
2.3.1 Introdução 95
2.3.2 Materiais e métodos 101
2.3.3 Resultados 104
2.3.4 Discussões 112
2.3.5 Considerações gerais 117
3 CONSIDERAÇÕES FINAIS 122
3.1 DISTRIBUIÇÃO DAS MICROFÁCIES 123
3.2 EVIDÊNCIAS DE TRANSGRESSÕES MARINHAS 129
3.3 IDADE DO GRUPO PASSA DOIS 137
3.4 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS 140
REFERÊNCIAS 141
APÊNDICE 1 – PERFIL DESCRITIVO DE FURO DE SONDA –CA-16-RS 150
APÊNDICE 2 – PERFIL DESCRITIVO DE FURO DE SONDA –TG-179-RS 151
APÊNDICE 3 – POSIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA ESTIMADA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS 152
APÊNDICE 4 – SONDAGEM SR-06 (PROJETO LARAS) 153
APÊNDICE 5 – SONDAGEM SR-07 (PROJETO LARAS) 154
APÊNDICE 6 – SONDAGEM SR-08 (PROJETO LARAS) 155
ANEXO 1 – RESUMO XXV CBP 2017 156
ANEXO 2 – RESUMO XLIX CBG 2018 157
ANEXO 3 – MANUSCRITO: MIXED CARBONATE-SILICICLASTIC MICROFACIES FROM PERMIAN DEPOSITS OF WESTERN GONDWANA 158

1 INTRODUÇÃO

1.1 TEMA DA PESQUISA

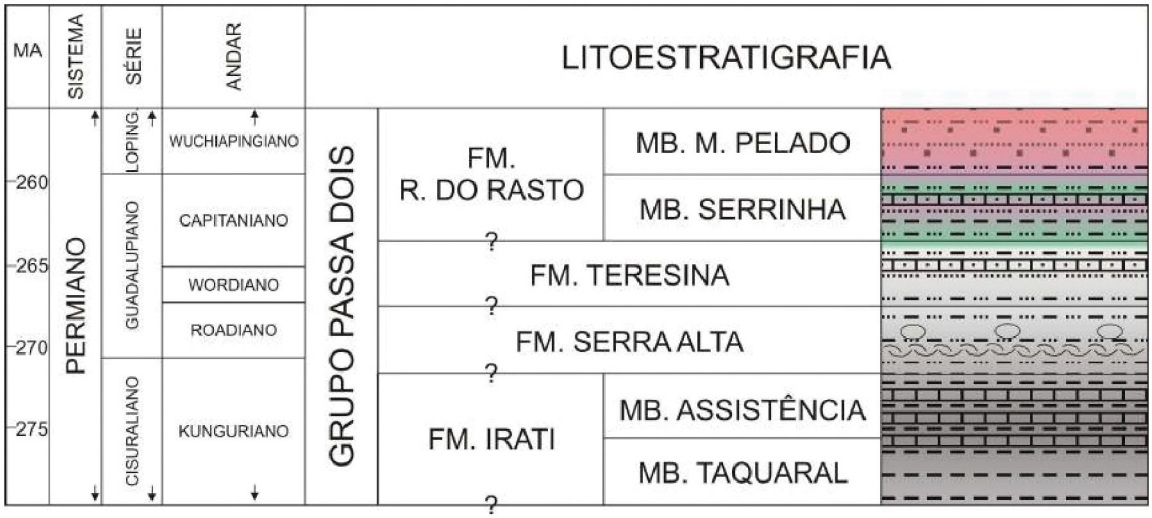
As bacias do Amazonas, Solimões, Paraná e Parnaíba recobrem a maior parte do território continental brasileiro, e incluem rochas sedimentares paleozoicas depositadas em contextos intracratônicos similares, com diferentes estágios evolutivos e ampla gama de ambientes de sedimentação. A Bacia do Paraná localiza-se no centro sul do Brasil, e estende-se ao Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai, em uma área estimada de 1,5 milhão de quilômetros quadrados (Milani *et al.* 2007a). Diferentes autores propuseram modelos evolutivos com distintas nomenclaturas para subdividir a sedimentação da bacia (e.g. Sandford & Lange 1960; Fúlfaro & Landim 1976; Fúlfaro *et al.* 1982; Gama Jr. *et al.* 1982; Zálan *et al.* 1987; Soares 1992; Milani *et al.* 1994; Milani *et al.* 2007a), sendo o modelo mais recente composto por seis supersequências, da base para o topo: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, II, III e Bauru (Milani *et al.* 2007a).

Dentro da Supersequência Gondwana I, concebida pelos autores como uma sequência que materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo, originado da invasão de águas marinhas sobre o interior do Gondwana, inserem-se os grupos litoestratigráficos Itararé, Guatá e Passa Dois (Milani *et al.* 2007a). Juntos, correspondem ao pacote de rochas mais espesso da bacia, contabilizando mais de 3800 m de espessura (Milani *et al.* 2007a), sendo 1670 m correspondentes apenas ao Grupo Passa Dois, cuja espessura em subsuperfície é a maior entre os grupos litoestratigráficos da Bacia do Paraná.

As rochas sedimentares e, sobretudo, o conteúdo fossilífero do Grupo Passa Dois são conhecidos desde o final do século XIX (Derby 1878) e seu nome provêm do trabalho pioneiro de White (1908, p. 180), o qual designou "Série Passa Dois" as rochas argilosas com lentes arenosas e calcárias que margeiam o rio homônimo na antiga estrada do Rio do Rasto, em Santa Catarina. Sua área de afloramentos em território brasileiro estende-se do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo, na borda leste da Bacia do Paraná, até Goiás e Mato Grosso, na porção setentrional da bacia, e corresponde principalmente ao Permiano Médio, com pequenas porções no Permiano Inferior e no Superior (Figuras 1.1 e 1.2).

Em termos litoestratigráficos, segundo o arcabouço de Schneider *et al.* (1974), adaptado de Gordon Jr. (1947), o Grupo Passa Dois corresponde da base para o topo às formações Irati, Serra Alta, Teresina, e Rio do Rasto. Esta sucessão era mapeada em superfície do Estado do Rio Grande do Sul até a porção sul do Estado de São Paulo. Para o nordeste de São Paulo, Mato Grosso e Goiás, utiliza-se a designação Formação Corumbataí, equivalente às formações Serra Alta e Teresina (Rohn 1994).

FIGURA 1.1 - DISTRIBUIÇÃO LITO E CRONOESTRATIGRÁFICA DO GRUPO PASSA DOIS, PERMIANO DA BACIA DO PARANÁ



FONTE: adaptado de Schneider *et al.* (1974); Ferreira-Oliveira & Rohn (2010); Henderson *et al.* (2012).

Conforme correlações realizadas entre perfis do Estado de São Paulo e do Paraná, a Formação Corumbataí é incompleta, e equivale praticamente apenas até a metade inferior da Formação Teresina (Rohn 1994, 2001; Meghlioratti 2006). Alguns autores utilizam ainda a designação Formação Estrada Nova, cuja abrangência estratigráfica é por vezes variável, podendo ser equivalente às formações Serra Alta e Teresina, ou Formação Corumbataí; formações Serra Alta, Teresina e Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto; Formação Teresina e Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto; ou somente à Formação Teresina (Rohn 1988, 1994).

Segundo Schneider *et al.* (1974), a Formação Irati é composta por dois membros, Taquaral e Assistência, e consiste em uma sucessão de folhelhos ricos em matéria orgânica, siltitos, e calcários estratificados e laminados. Recobre a

Formação Tatuí, e ao menos em São Paulo, este contato é discordante, bem como o contato entre os membros Taquaral e Assistência (Lages 2004). Os carbonatos apresentam consideráveis quantidades de siliciclastos (Araújo 2001; Rohn *et al.* 2003a; Lages 2004), e na porção basal do Membro Assistência ocorrem calcilutitos brechados com pseudomorfos de gipsita, e em alguns poços no Estado de São Paulo foram identificados gipsita e anidrita (Hachiro 1996; Araújo 2001; Rohn *et al.* 2003a; Lages 2004).

A Formação Serra Alta, por sua vez, é composta por argilitos, folhelhos e siltitos cinza escuros a pretos, com fraturas conchoidais, lentes e concreções calcíferas, com laminação plano-paralela (Schneider *et al.* 1974); e grada para uma sucessão heterolítica de siltitos e folhelhos com laminação *flaser* e *wavy*, camadas coquinoides, calcários oolíticos e níveis estromatolíticos da Formação Teresina (Schneider *et al.* 1974; Rohn *et al.* 2003b). Os carbonatos da Formação Teresina ocorrem secundariamente, e são mais abundantes em certos intervalos, principalmente nas porções média e superior da unidade. Apresentam usualmente espessuras centimétricas a decimétricas, e aqueles tipicamente puros em geral correspondem a calcarenitos espáticos a ooides, e calcilutitos, que comumente incluem valvas desarticuladas de bivalves e ostracodes (Rohn 2001; Rohn *et al.* 2003b).

Sobrejacente à Formação Teresina, a Formação Rio do Rasto subdivide-se em dois membros, Serrinha e Morro Pelado (Schneider *et al.* 1974). O Membro Serrinha compreende siltitos esverdeados e arroxeados com intercalações de argilitos, arenitos finos e bancos carbonáticos. Os siltitos e argilitos geralmente são maciços e apresentam esfoliação esferoidal. Arenitos muito finos podem mostrar estratificação cruzada de pequeno porte, laminações cruzadas e onduladas. Na parte inferior da unidade ainda aparecem marcas onduladas e acamamento *flaser*. Segundo Schneider *et al.* (1974), o Membro Serrinha ainda apresentaria ooides, porém Rohn (1994, 2007) considerou que tais fácies seriam típicas apenas da Formação Teresina.

Estudos paleontológicos nestas formações revelaram diversos níveis de macrofósseis de vertebrados, invertebrados e microfitofósseis, e são aplicados hoje nas principais divisões bioestratigráficas propostas para o Grupo Passa Dois, como sumarizado em Holz *et al.* (2010). Entretanto, estudos de cunho micropaleontológico visando à recuperação de microfósseis de parede não orgânica resumem-se aos

trabalhos de Fúlfaro (1970), Ragonha & Soares (1974), Campanha (1985), Campanha & Zaine (1989), Sohn & Rocha Campos (1990), Maranhão (1995), Maranhão & Petri (1996), Almeida (2005) e Tomassi (2009). Nestes trabalhos, espículas de esponja, ostracodes, restos fosfáticos, ossículos de ofiuroides e foraminíferos foram registrados basicamente para as formações Irati e Corumbataí, em São Paulo, e os trabalhos de Almeida (2005) e Tomassi (2009) reportaram ostracodes na porção setentrional da bacia. Desta forma, além de localizados nos estados de São Paulo e Goiás, apenas ostracodes foram estudados taxonomicamente (Sohn & Rocha Campos 1990; Maranhão 1995; Almeida 2005; Tomassi 2009).

Ao adicionar os trabalhos de cunho petrográfico que registram microfósseis em suas descrições, destaca-se a presença de foraminífero aglutinante em camada carbonática de Santo Antonio da Platina (PR) (Rohn 1994), ostracodes, microbivalves, estromatólitos e fragmentos fosfáticos e folhas de licófitas silicificadas em diversas localidades entre os estados do Paraná e São Paulo (Rohn 1994; Maranhão 1995; Hachiro 1996; Lages 2004; Meghlioratti 2005, 2006; Ng 2010; Sallun Filho *et al.* 2012; Souza 2012), em carbonatos do Grupo Passa Dois. A caracterização de argilas para cerâmica da Formação Corumbataí detectou níveis concentrados de microfósseis tubulares silicificados em algumas minerações próximas de Rio Claro (SP), com interesse micropaleontológico singular (Zanardo *et al.* 2004; Moreno *et al.* 2012).

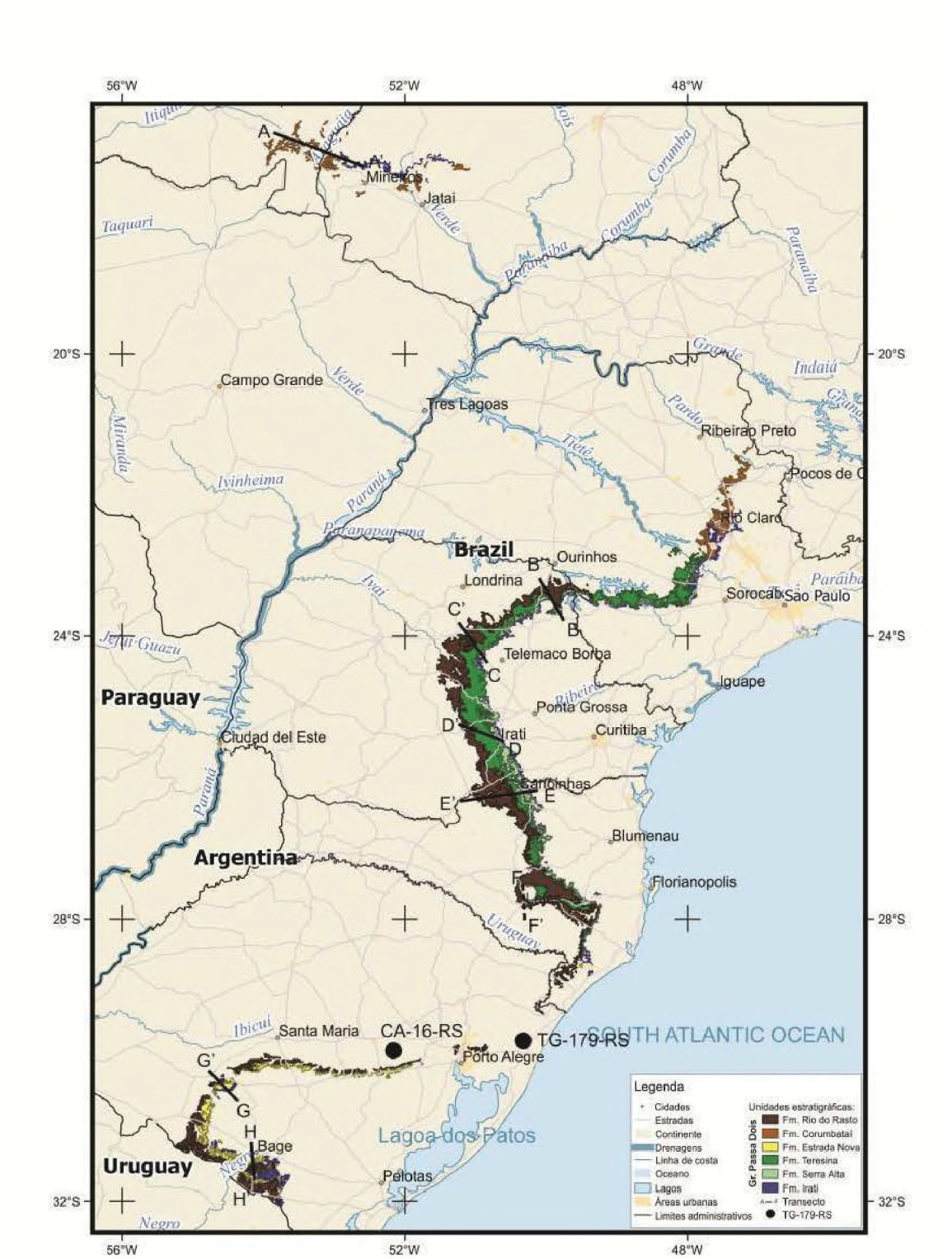
Por outro lado, estudos palinológicos têm sido divulgados desde meados do século passado, em amostras de subsuperfície e superfície (Daemon & Quadros 1970), quando foram definidas biozonas informais para o Paleozoico da Bacia do Paraná, em amostras procedentes do Rio Grande do Sul e Mato Grosso. Neste arcabouço, o Grupo Passa Dois insere-se nas biozonas K e L, a primeira correspondente às formações Palermo e Irati e a segunda às formações sobrejacentes, até o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto. Arai (1980) propôs duas zonas similares às de Daemon & Quadros (1970) para amostras da região de São Paulo, denominadas Fase Striatti Superior e Fase *Lueckisporites*. Trabalhos posteriores (e.g. Marques-Toigo 1988, 1991; Souza 2006, Neregato 2007) apresentam uma única biozona para o intervalo supracitado, denominada de Zona *Lueckisporites virkkiae*, marcada pela presença do pólen bissacado homônimo e assembleia coeva. A investigação em subsuperfície de dois poços de sondagem no

Paraná por Neregato (2007) e Neregato *et al.* (2008) identificou bio-horizontes de abundância de *Laevigatosporites vulgaris* e de *Thymospora*, correspondentes à Formação Teresina e porção basal do Membro Serrinha, respectivamente, cuja replicação para diferentes seções poderá indicar a consistência deste intervalo.

Quanto à geoquímica, destacam-se os trabalhos de Goulart & Jardim (1982), Araujo (2001) e Souza (2012) que enfocam a Formação Irati, que possui alto conteúdo de matéria orgânica e interesse econômico tanto pelas rochas carbonáticas quanto pelo potencial gerador e caráter oleígeno de seus folhelhos (Milani *et al.* 2007b). Os níveis de boro medidos em argilominerais por Ramos & Formoso (1976) e Rodrigues & Quadros (1976) sugerem salinidade relativamente elevada para as formações pós-Irati, com ápice no Membro Serrinha.

Em termos cronoestratigráficos, é consenso na literatura recente a utilização da datação por análise SHRIMP de U-Pb realizada em zircões coletados em camada de cinza vulcânica na porção basal da Formação Irati (Santos *et al.* 2006). Os referidos autores interpretaram uma idade de cristalização do zircão de 278,4 ± 2,2 Ma (7 pontos com 95% de confiabilidade) para a erupção vulcânica que originou estas cinzas. Esta idade coincide com o Cisuraliano, mais especificamente o Kunguriano (*sensu* Henderson *et al.* 2012) para o início da deposição da Formação Irati na localidade estudada (São Mateus do Sul, PR). Demais biozoneamentos distribuem relativamente as unidades posteriores até o Eo-Lopingiano (Quadros 2007; Rohn 2007; Neregato *et al.* 2008; Ferreira-Oliveira & Rohn 2010; Holz *et al.* 2010; Christiano-de-Souza *et al.* 2014).

FIGURA 1.2 - MAPA DE AFLORAMENTOS



FONTE: Base cartográfica de Natural Earth <http://www.naturalearthdata.com> e Bizzi et al. 2003.

LEGENDA: mapa de afloramentos das formações que compõem o Grupo Passa Dois, com destaque à utilização do termo Formação Estrada Nova no Rio Grande do Sul, e Formação Corumbataí na porção setentrional da Bacia do Paraná.

1.2 JUSTIFICATIVA

Embora tenha sido estudado por diversos pontos de vista desde o início do século passado, o Grupo Passa Dois, como sumarizado por Rohn (2001, 2007) e Meghlioratti (2006) apresenta vários pontos de divergência quanto aos aspectos paleoambientais, tanto do ponto de vista faciológico como paleontológico. Microfósseis definitivamente marinhos são encontrados na Formação Irati (e.g. acritarcos, foraminíferos, braquiópodes), e de maneira irregular e rara nas duas unidades sobrejacentes. Foraminíferos fusulinidiformes foram observados apenas no Membro Assistência da Formação Irati, tanto em amostras de afloramentos próximos à seção tipo como em poços perfurados pela PAULIPETRO (Campanha & Zaine 1989), com processamento micropaleontológico padrão (utilização de peróxido de oxigênio), e lâminas petrográficas.

Fora esta publicação, apenas Rohn (1994) publicou fotomicrografia de foraminífero aglutinante (Lituolacea?) para camada carbonática pertencente à Formação Teresina. Todavia, relatórios internos da PAULIPETRO, hoje pertencentes ao acervo da Biblioteca de Ciência e Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, apontam para diversos níveis de ocorrência de foraminíferos acima das camadas com eventuais fusulinidiformes (e.g. PAULIPETRO 1981), em sua maioria foraminíferos aglutinantes de parede siliciclástica (*Trochammina*, *Hyperammina*, *Hyperamminita*?, *Psammosphaera*?, *Ammodiscus*?) recorrentes em diversos níveis processados para microfósseis, todos dentro do intervalo correspondente à Formação Teresina.

Processamentos usuais aplicados às amostras do Grupo Passa Dois recuperaram grande quantidade de ostracodes (Maranhão 1995, Maranhão & Petri 1996, Almeida 2005, Tomassi 2009), mas não registraram a recuperação de foraminíferos. Fragmentos de peixe, espículas silicosas, restos de crustáceos, fitoclastos e ossículos de ofiuroides figuram entre os microfósseis recuperados. Tentativas de processamento para conodontes mostraram-se infrutíferas (Milani 1997). Entre os macrofósseis, braquiópodes lingulídeos foram reportados para a Formação Irati (Campanha 1985) e apenas um braquiópode articulado foi encontrado e descrito para a Formação Teresina (Anelli *et al.* 2013).

De um lado, enquanto trabalhos clássicos baseados puramente em questões sedimentológicas (e.g. Schneider *et al.* 1974) caracterizam por exemplo a Formação

Teresina como um ambiente marinho raso, agitado e dominado por marés, estudos posteriores (e.g. Lavina 1991) já admitiam que as mesmas estruturas sedimentares também poderiam ser geradas principalmente por ondas e não marés. Os bivalves presentes neste intervalo deposicional já suscitavam dúvidas quanto à sua origem desde meados do século XX (Mendes 1945; 1952; 1967). Ghilardi & Simões (2002) sugeriram que os bivalves das formações Teresina e Corumbataí provavelmente tiveram ancestrais marinhos, mas evoluíram em condições paleogeográficas isoladas, em corpo d'água que pode ter sido salobro ou com salinidade variável.

Neste contexto, suscitam-se várias questões de cunho ambiental e micropaleontológico dentro do Grupo Passa Dois. Estaria a influência marinha restrita às formações Irati e Serra Alta, e seria realmente esporádica na Formação Teresina? E nestes casos, por que microfósseis indubitavelmente marinhos não foram encontrados acima da Formação Irati? Condições mixohalinas propiciaram um ambiente onde prevaleceram microfósseis escassos e endêmicos? As camadas carbonáticas e a presença de argilominerais se formaram em momentos de maior salinidade, induzidos climaticamente ou possuem influência de possíveis ingressões marinhas? E ainda, qual é o comportamento da microfácies e a distribuição dos microfósseis nos diferentes intervalos do Grupo Passa Dois, geográfica e estratigraficamente?

Estas questões nortearam o desenvolvimento do presente projeto de doutorado. A partir da problemática sobre a influência marinha no Grupo Passa Dois, foram formuladas hipóteses e planejados os passos metodológicos para testá-las. Desta investigação, resultaram três subcapítulos, que versam sobre a distribuição de microfácies e bioclastos em uma ampla região de ocorrências da Bacia do Paraná, a descrição de ocorrências de espículas e restos de espongiários, principal bioclasto reconhecido nas microfácies estudadas, cuja implicação paleambiental é aqui discutida, e um texto sobre microfácies de ambientes transicionais em furos de sondagem rasas do Estado de São Paulo. A esses, enredam-se as considerações finais, abordando respectivamente, aspectos paleoambientais, paleogeográficos e cronoestratigráficos. Acompanham esse texto, seis apêndices, que incluem os dados de superfície e disposição bioestratigráfica das amostras de superfície aplicadas neste estudo. Dois resumos foram publicados em eventos nacionais (anexos), e os resultados foram preparados na forma de artigos para publicação.

1.3 HIPÓTESES

Segundo a discussão supramencionada, fica evidente que o Grupo Passa Dois possui um paleoambiente controverso tanto do ponto de vista sedimentológico como paleontológico. Neste contexto, os microfósseis marinhos foram reportados apenas esporádica e erraticamente, deixando em aberto a questão: até onde se estende a influência marinha nesta unidade do ponto de vista micropaleontológico?

Para tentar responder essa pergunta, duas hipóteses foram formuladas e com as ferramentas propostas por esta investigação, visam ser testadas (Quadro 1.1). Cada uma delas considera se houve influência marinha durante a deposição, e caso afirmativo, se ela foi episódica ou contínua.

QUADRO 1.1 - HIPÓTESES DE TRABALHO

Hipótese A	**Hipótese B**
A influência marinha do Grupo Passa Dois perdura apenas até a deposição dos grupos Itararé e Guatá, sotopostos, e não se estende ao Grupo Passa Dois.	A influência marinha se estende até durante a deposição do Grupo Passa Dois, episódica ou continuamente.

FONTE: O autor (2018).

De tal forma, era necessário conhecer as associações micropaleontológicas do Grupo Passa Dois, dentro de um contexto regional amplo, e ao longo de todo o grupo, por diferentes métodos. Caso não fosse identificada uma associação marinha, a hipótese A provaria-se correta. Por outro lado, se uma associação marinha fosse identificada, necessitaria-se verificar qual a distribuição temporal e geográfica destas ocorrências de microfósseis marinhos, e qual seria o caráter de tolerância ambiental desta associação, se esteno ou eritópica. Se a influência fosse episódica, e restrita geograficamente, também seria possível que a hipótese A estivesse correta, caso as ocorrências fossem pontuais.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo geral

Entender a extensão da influência marinha dentro do Grupo Passa Dois do ponto de vista micropaleontológico, e consequentemente, conhecer a associação microfossilífera da unidade, a partir de amostras de diferentes localidades, coletadas sistemática e estratigraficamente ao longo das diferentes formações, e através de métodos de investigação distintos.

1.4.2 Objetivos específicos

Desta forma, este trabalho intencionava:

i) caracterizar as microfácies carbonáticas e siliciclásticas e microfósseis do Grupo Passa Dois, em superfície e subsuperfície, de modo a abranger a maior variedade possível de fácies;

ii) propor uma distribuição de associações de microfácies para a unidade em diferentes localidades, refinando os modelos de distribuições atuais bem como propor biozonas de assembleias, com base nos microfósseis recuperados;

iii) propor um modelo evolutivo de microfácies e microfósseis em seus possíveis análogos ambientais.

1.5 METODOLOGIA

Para o desenvolvimento do projeto, foram previstos trabalhos de campo ao longo de afloramentos nas bordas setentrional leste e sul da Bacia do Paraná, e utilização de amostras de testemunhos de sondagem de dois furos da CPRM, do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná. Foram planejados oito transectos ao longo de rodovias e estradas que atravessam perpendicularmente a porção aflorante do Grupo Passa Dois (Tabela 1.1, Figura 1.2), de modo a abranger todas as formações quando ali presentes, sendo ordenadas de A a H. O transecto A corresponde à composição de seções entre os munícipios de Alto Garças (MT) a Perolândia (GO), e foi levantado em fevereiro de 2016. Os transectos B e C foram realizados em

dezembro do mesmo ano, e incluíram afloramentos em Joaquim Távora, Santo Antonio da Platina, Tereza Cristina, distrito de Cândido de Abreu, e duas pedreiras em Prudentópolis, todos no Estado do Paraná. Os transectos D e E foram executados em janeiro de 2017, e incluíram levantamentos de seções em pedreiras de Irati e Rio Preto, distrito de Inácio Martins, no caso do transecto D. Para o transecto E, foram levantadas seções em Fluviópolis, distrito de São Mateus do Sul, afloramentos na região de Paulo de Frontin, e em uma pedreira em União da Vitória, ambos no Estado do Paraná; e pedreiras nos municípios catarinenses de Porto União e Canoinhas. Os transectos F, G e H, eram opcionais caso não houvesse sucesso nas cinco primeiras campanhas de campo, e na amostragem dos furos de sondagem da CPRM. Como essas etapas foram consideradas satisfatórias para um bom resultado de microfácies e microfósseis tanto do ponto de vista de continuidade estratigráfica quanto de estado de preservação do material, os transectos F, G e H não foram realizados.

Quanto à descrição e amostragem em subsuperfície, dois furos de sondagem da CPRM, o CA-16-RS e o TG-179-RS foram selecionados para compor a lacuna de dados na porção sul da borda leste, que se encontram na litoteca da CPRM em Caçapava do Sul (RS), cujo acesso aos testemunhos foi liberado pela Superintendência de Porto Alegre (SUREG/PA), em dezembro de 2016. Tratam-se de poços do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná (Aboarrage & Lopes 1986), com intervalos de 150 e 352 m de testemunhos contínuos do Grupo Passa Dois (Tabela 1.2). Tal continuidade forneceu amostras isentas de problemas de posicionamento estratigráfico por composição de seções e possibilidade de amostragem sistemática, independente da litologia, o que proverá dados microfossilíferos e biofaciológicos sem distorções devido à amostragem seletiva, por exemplo. Para tanto, foi proposta uma amostragem regular, de dez em dez metros com estimativa de coleta de 20 amostras para cada poço. Excepcionalmente, o furo TG-179-RS, por possuir uma espessura considerável da Formação Rio do Rasto (~234 m), embora amostrado integralmente, visou a coleta de uma maior quantidade de amostras entre a base da Formação Irati (750 m) e o topo do Membro Serrinha (559 m). A redescrição de ambos os furos e posicionamento das amostras encontra-se nos apêndices 1 e 2.

Como previsto, mais de 300 amostras em diferentes posições (bio)estratigráficas do Grupo Passa Dois foram coletadas para análises (Apêndice

3). Embora ocorra uma defasagem entre representatividade de amostragem entre os furos e os afloramentos, as seções colunares compostas foram correlacionadas tanto com *datuns* estratigráficos locais (lito ou bioestratigráficos como o topo da Formação Irati ou topo das biozonas de bivalves), e as amostras proporcionaram, à medida do possível, representar a maior diversidade de fácies observadas em campo. Para auxiliar a correlação entre os transectos também foram utilizados, indiretamente, dados de furos e perfis de poços já descritos e publicados (e.g. Ramos & Formoso 1976, Rohn 2001, Meghlioratti 2006, Neregato *et al.* 2008), tanto no âmbito de sismofácies quanto litofácies. Ao longo da pesquisa foram acrescidas mais 60 amostras de sondagens rasas (Maranhão 1995) de um intervalo específico da Formação Teresina, em São Paulo, que foram estudadas de modo a contextualizar essa região e compará-la com as demais.

As amostras foram selecionadas de modo a cobrir o maior espectro de fácies, e foram tratadas sob duas óticas: a da microfácies e da micropaleontologia clássica. O método de microfácies consiste na investigação petrográfica convencional, com luz transmitida e polarizada, embora seja mais aplicada aos carbonatos entre as rochas sedimentares (e.g. Flügel 2004). Essa etapa envolveu a descrição de todos os elementos abióticos e bióticos, além das características estruturais, texturais e diagenéticas sin a pós-deposicionais. As lâminas petrográficas foram preparadas segundo adaptação dos métodos de laminação de Dias *et al.* (2010) e Goren (2014), e descritas segundo conceitos gerais de Flügel (2004), com auxílio de microscópio de luz polarizada com magnificação de até 1200x e câmara digital acoplada.

Já o estudo de microfósseis isolados da matriz e/ou cimento envolveu inicialmente o teste de diferentes métodos de extração de microfósseis, principalmente quanto à variação dos reagentes (e.g. peróxido de oxigênio com concentrações variáveis e ácido acético) conforme procedimentos de Reolid & Herrero (2004) e Jarochowska *et al.* (2013), frente aos métodos clássicos de Kummel & Raup (1965). Consistem na desagregação mecânica das amostras, ataque de reagentes e sucessivos peneiramentos e neutralizações com água destilada do material a ser recuperado, separado por frações granulométricas superiores a 62 μm, secagem e observação em microscópio estereoscópico com magnificação de até 120x e câmara digital acoplada, e finalmente o arquivamento em células para identificação dos espécimes. Esta etapa possibilitou tanto a

comparação inicial entre os bioclastos *in loco*, presentes nas lâminas petrográficas, quanto aqueles resultantes do processo de catação.

O processo de triagem de microfósseis se dá por catação eletrostática de pelo menos 300 espécimes por amostra para cada fração peneirada, que pode envolver de meio a um dia de trabalho sob estereomicroscópio. O total de 300 espécimes é entendido como "estatisticamente suficiente" embora haja discussões do tema, como frisado por Knappertscusch & Mary (2012), sendo que 300 foi a quantidade de espécimes suficiente para detectar indivíduos que ocorram em até 1% da assembleia com uma probabilidade de 95%, segundo o modelo de distribuição aplicado por Hay (1972). A maioria das pesquisas também adota este padrão, o que permite comparações entre as tendências.

Paralelamente foram obtidas imagens tanto das lâminas petrográficas quanto dos microfósseis. Para a aquisição e tratamento das imagens está sendo usado o software livre Micro-Manager 1.4 (Edelstein *et al.* 2014). Eventuais análises e aquisições de imagens necessárias, como utilização de microscópio confocal para documentação de imagens com alto detalhe, foram efetuadas pontualmente.

TABELA 1.1 - TRANSECTOS AO LONGO DE AFLORAMENTOS DO GRUPO PASSA DOIS PREVISTOS PARA O PROJETO DE DOUTORADO

Transecto	**Municípios**	**Estradas**
A – A'	Alto Garças (MT) a Perolândia (GO)	BR-364/MT-100/GO-220
B – B'	Joaquim Távora (PR) a Santo Antonio da Platina (PR)	PR-092/BR-153
C – C'	Tereza Cristina (PR) a Imbaú (PR)	BR-487/PR-239
D – D'	Irati (PR) a Inácio Martins (PR)	PR-364
E – E'	Canoinhas (SC) a Porto União (SC)	BR-280
F – F'	Lages (SC)	BR-116
G – G'	São Gabriel (RS)	BR-290
H – H'	Bagé (RS)	BR-473

FONTE: O autor (2018).

TABELA 1.2 - FUROS DE SONDAGEM SELECIONADOS PARA ESTUDO

Furo	Município	Coordenadas UTM		Intervalo de estudo (m)	Topo Fm. R. do Rasto (m)	Topo da Fm. Teresina (m)	Topo da Fm. S. Alta (m)	Topo da Fm. Irati (m)	Base da Fm. Irati (m)
		X (kmE)	Y (kmN)						
CA-16-RS	Minas do Leão (RS)	391,00	6678,00	88,5-231,75	90,3	119,7	157,45	200,7	228,10
TG-179-RS	Osório (RS)	573,190	6701,08	388-750	398,00	632,30	656,00	728,00	750,00

FONTE: O autor (2018).

Referências

ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. C. *Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná Integração Geologia e Avaliação Econômica: Relatório Final*. Porto Alegre: CPRM, 1986 18 v.

ALMEIDA, C. M. *Taxonomia e paleoecologia de ostracodes do Permiano da Bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil*, 64 p., Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2005.

ANELLI, L.E.; QUAGLIO, F.; WARREN, L.V.; DAVID, J.M.; GIANNINI, P.C.F.; SIMÕES. M.G. Dwarf bivalves from the Permian Teresina Formation, Parana Basin, Brazil: taphonomy, taxonomy and paleoecology of a restricted hypersaline shelly association. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 23, Gramado, RS. P. 187. 2013.

ARAI, M. Contribuição dos polens estriados na bioestratigrafia neopaleozoica da parte nordeste da Bacia do Paraná. *Boletim IG-USP*, v. 11, p. 125-135. 1980.

ARAÚJO, L. M. *Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências Irati*, 2v, 301f. Tese (Doutorado em Geociências), UFRS, Porto Alegre/RS, 2001.

BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. [org.]. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.* CPRM, Brasília, 2003. 692 p.

CAMPANHA, V.A. Ocorrência de braquiópodes inarticulados na Formação Irati, no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n. 1, p. 115-116. 1985.

CAMPANHA, V. A.; ZAINE, M. F. Foraminíferos da Formação Irati. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, 1989, Curitiba. Resumo das Comunicações. Curitiba, SBP, 1989. p. 38.

CHRISTIANO DE SOUZA, I.C.; RICARDI-BRANCO, F.; SILVA, A. M.; EL DASH, L. G.; FARIA, R. S. New approach for the study of paleofloras using geographical information systems applied to Glossopteris Flora. *Brazylian Journal of Geology*, v. 44, n. 4, p. 681-689. 2014.

DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 24. Anais..., Brasília, p. 359-412. 1970.

DERBY, O. A Geologia da região diamantífera da província do Paraná. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, v. 3, p. 89-96, 1878.

DIAS, E. V.; VEGA, C. S.; CANHETE, M. V. U. Microstructure of paleoniscid fish scales from Irati Formation, Permian (Cisuralian) of Paraná Basin, Brazil. *Gaea (São Leopoldo Online)*, v. 6, p. 69-75. 2010.

EDELSTEIN, A. D.; TSUCHIDA, M. A.; AMODAJ, N.; PINKARD, H.; VALE, R. D. & STUURMAN, N. Advanced methods of microscope control using μManager software. *Journal of Biological Methods*, [S.l.], v. 1, n. 2, p. e10, nov. 2014.

FLÜGEL, E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application.* Springer, Heidelberg, 2004. 976 p.

FERREIRA-OLIVEIRA, L. G.; ROHN, R. Leaiid conchostracans from the uppermost Permian strata of the Paraná Basin, Brazil: Chronostratigraphic and paleobiogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, n. 29, p. 371-380, 2010.

FÚLFARO, V. J. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. *Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM-DGM, Rio de Janeiro. Boletim*, v. 254, 83p. 1970.

FÚLFARO, V. J.; LANDIM, P. M. B. Stratigraphic Sequences of the intracratonic Paraná Basin. *Newsletters on Stratigraphy*, Stuttgart, v. 4, n. 3, p. 150-168, 1976.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

GAMA JR., E.; BANDEIRA JR., A. N.; FRANÇA, A. B. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozoicas na parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 578-589, 1982.

GHILARDI, R.P. & SIMÕES, M.G. Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rasto), Neopermiano, invertebrados tipicamente dulcícolas? *Pesquisas em Geociências*, n. 29, v. 1, p. 91-99. 2002.

GORDON JR., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, *Not. Prel. Est.*, v. 38, p. 20, 1947.

GOREN, Y. The operation of a portable petrographic thin-section laboratory for field studies. *NYMS Newsletter*, September, 2014.

GOULART, E. P.; JARDIM, N. S. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: (Ed.). *Geologia da Bacia do Paraná - reavaliação da pontecialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: Paulipetro/CESP/IPT, 1982. p.41-74.

HACHIRO J. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná.* Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196 p. 1996.

HAY, W. W. Probabilistic stratigraphy. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 65, n. 2, p. 255-266, 1972.

HENDERSON, C.M.; DAVYDOV, V.I.; WARDLAW, B.R. The Permian Period, p. 653679-601. In: GRADSTEIN, F. M. *The Geologic Time Scale*, Springer. 2012.

HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P. A.; IANNUZZI, R.; ROHN, R. 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*, v. 29, p. 381-399, 2010.

JAROCHOWSKA, E.; TONAROVÁ, P.; MUNNECKE, A.; FERROVÁ, L.; SKLENÁŘ, J.; VODRÁŽKOVÁ, S. An acid-free method of microfossil extraction from clay-rich lithologies using the surfactant Rewoquat. *Palaeontologia Electronica*, v. 16, n. 3, p. 1-16, 2013.

KNAPPERTSBUSCH, M. & MARY, Y. Mining morphological evolution in microfossils using volume density diagrams. *Paleontologia Electronica*, v. 15, n. 3, p. 1-29, 2012.

KUMMEL, B. & RAUP, D. *Handbook of paleontological techniques*. W. H. Freeman and company, São Francisco, 1965. 852 pp.

LAGES, L. C. *A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR)*. 105f, Dissertação (Mestrado em Geociências), UNESP, Rio Claro/SP, 2004.

LAVINA, E.L.: *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná.* Porto Alegre, Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v., 333p., 81 figs. 1991.

MARANHÃO, M. S. A. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico.* 2v, Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

MARANHÃO, M. S. A & PETRI, S. *Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico*, v. 17, n. 1/2, p. 33-53, jan/dez. 1996.

MARQUES-TOIGO, M. *Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil*. Porto Alegre. 259p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1988.

MARQUES-TOIGO, M. 1991. Palynobiostratigraphy of the Southern brazilian Neopaleozoic Gondwana sequence. In: International Gondwana Symposium, 7., 1988, São Paulo. Proceedings... São Paulo, IG-USP. p. 503-515.

MEGHLIORATTI, T. *Estratigrafia do Grupo Passa Dois na região de Sapopema-Congonhinhas/PR (Permiano, Bacia do Paraná)*. Rio Claro, UNESP (Trabalho de Formatura), 64p. 2005.

MEGHLIORATTI, T. *Estratigrafia de sequências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo.* 132p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2006.

MENDES, J.C. Considerações sobre a estratigrafia e a idade da Formação Estrada Nova. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr.*, Univ. S. Paulo, 50 (Geol. 2), p. 27-34. 1945.

MENDES, J. C. A Formação Corumbataí na região de do Rio Corumbataí: estratigrafia e descrição de lamelibrânquios. Fac. Fil. Ciên. Letras, USP, *Bol.* 145 (Geol. 08), p. 1-119. 1952.

MENDES, J. C. The Passa Dois Group (The Brazilian Portion of the Paraná Basin). In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology.* Curitiba, Cons. Nac. Pesq., Centro Invest. Gondwana, Inst. Geol. (UFP), Comis.Carta Geol. Paraná, p.199-166. 1967.

MILANI, E. J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Ocidental*. 1997. (PhD). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. A.; MEDEIROS, R. Á. Roteiros geológicos: Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 135-162, 2007b.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G. D.; SOUZA, P. A. D.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007a.

MORENO, M. M. T.; ZANARDO, A.; ROCHA, R. R.; DEL ROVERI, C. Matéria-prima da formação Corumbataí na região do pólo cerâmico de Santa Gertrudes, SP, com características naturais para fabricação de argila expandida. *Cerâmica* (São Paulo. Impresso), v. 58, p. 342-348, 2012.

NEREGATO, R. *Estudo palinológico das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto nos furos de sondagem SP-23-PR e SP-58-PR, centro-norte do Paraná (Permiano, Bacia do Paraná)*. 107p.Dissertação (Mestrado em Geologia Regional), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2007.

NEREGATO, R.; SOUZA, P. A.; ROHN, R. Registros palinológicos inéditos nas Formações Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná): implicações biocronoestratigráficas e paleoambientais. *Pesquisas em Geociências* (Online), v. 3, p. 9-21, 2008.

NG, C. *Estromatólitos do Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná, Norte do Estado do Paraná e Sul do Estado de São Paulo*. 84p. Monografia (Trabalho de Formatura) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2010.

PAULIPETRO. Resultado Final das Análises do Poço Piratiniga nº (1-PA-01-SP). Relatório Técnico RT 028/81. 20p. 1981.

QUADROS, L.P. Paleontological characterization of Supersequences in the Paraná Basin. Problems in Western Gondwana Geology I *Extended Abstracts*, Gramado, p. 121-127. 2007.

RAGONHA, E. W. & SOARES, P. C. Ocorrência de carófitas fósseis na Formação Estrada Nova em Anhembi-SP. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre, SBG, *Anais*, 2:271-275.

RAMOS, A.N. ; FORMOSO, M.L.L. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, n. 1, p. 15-42. 1976.

REOLID, M.; HERRERO, C. Evaluation of methods for retrieving foraminífera from indurated carbonates: application to the Jurassic spongiolithic limestone lithofacies of the Prebetic Zone (South Spain). *Micropaleontology*, v. 50, n. 3, pp. 307-312, 2004.

RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. 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, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2, p. 351-379.

ROHN, R. *Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na Borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná)*, 225P, Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1988.

ROHN, R. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.* 2v, 386p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1994.

ROHN, R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). *In:* MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. (eds.). *Correlação de sequências Paleozoicas Sul-Americanas.*Ciência-Técnica- Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 20: p. 209-218. 2001.

ROHN, R. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. Problems in Western Gondwana Geology I *Extended Abstracts*, Gramado, p. 151-157. 2007.

ROHN, R.; LAGES, L. C.; PENATTI, J. R. P. Litofácies da Formação Irati no furo de sondagem FP-01-PR (Permiano, Borda Leste da Bacia do Paraná). *In*: *Resumos do 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás,* Rio de Janeiro/RJ, CD-Rom (6 p.), 2003a.

ROHN, R.; LOURENÇO, A. T. A.; MEGLHIORATTI, T. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP-23-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). *In*: *Resumos do 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás,* Rio de Janeiro/RJ, p 40, CD-Rom (6 p.), 2003b.

SALLUN FILHO, W.; GHILARDI, R.P.; SILVA e SILVA, L. H.; HACHIRO, J. Permian stromatolites associated with bivalve coquina beds - Angatuba, SP, Brazil (Teresina Formation, Paraná Basin). *Palaeontologia Electronica*, v. 15, p. 1-16, 2012.

SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline of south Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, v. 44, n. 8, p. 1316-1370, 1960.

SANTOS, R. V.; SOUZA, P. A.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; OLIVIERA, C. G.; ARAUJO, L. M. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from de Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* v. 9, n. 4, p. 456-463. 2006.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMASSI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**:** 41-65 p. 1974.

SOARES, P. C. *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles*. 1992. 148 p (Tese para provimento da vaga de Professor Titular). Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

SOHN, I.G.; ROCHA CAMPOS, A.C. Late Paleozoic (Gondwana) ostracodes in the Corumbataí Formation, Paraná Basin, Brazil. *Journal of Paleontology*, n. 64, v. 1, p. 116-128. 1990.

SOUZA, M. C. *Litofácies, geoquímica inorgânica e quimioestratigrafia das rochas carbonáticas do Membro Assistência da Formação Irati – Permiano da Bacia do Paraná*. 231 p, Dissertação (Mestrado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2012.

SOUZA, P.A. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 138, p. 9-29. 2006.

TOMASSI, H, Z. *Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil*, 90p., Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2009.

WHITE, I. C. *Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil.* Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**:** 300 p. 1908.

ZÁLAN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba. v. 1, p. 441-477 p. 1987.

ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T.; DEL ROVERI, C.; MASSON, M. R.; BERNARDES, E. S. Petrografia da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro-SP. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004, Araxá - MG. Anais..., 2004. v. 1. p. T344-T344.

2 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A análise das lâminas petrográficas do Grupo Passa Dois propiciou a visualização de diferentes microfácies ao longo da deposição das quatro formações que compõe esta unidade. A partir dos mesmos, optou-se pela apresentação dos dados em três subcapítulos, cada qual correspondendo a manuscritos de artigos. O primeiro intitula-se "Microfácies carbonáticas-siliciclásticas mistas de depósitos permianos do Gondwana Ocidental: evidências de transição gradual marinha a continental ou episódios de transgressões marinhas?"; o segundo "Esponjas fósseis permianas do Gondwana Ocidental: evidências de conexão marinha e elevada saturação em sílica em mar epêirico, Bacia do Paraná, Brasil"; e o último, "Vestígios de ambientes marginais mixohalinos em microfácies da porção média-superior da Formação Corumbataí, Anhembi (SP)". Os resultados preliminares dos dois primeiros manuscritos foram divulgados na forma de resumo, no Congresso Brasileiro de Paleontologia (Ng *et al.* 2017) e no Congresso Brasileiro de Geologia (Ng *et al.* 2018), e podem ser lidos nos anexos 1 e 2. O Anexo 3 contem a versão em inglês do primeiro manuscrito.

De tal maneira, a apresentação dos dados objetivou o estabelecimento de uma sucessão de microfácies dentro do Grupo Passa Dois, com ênfase nos dados dos dois furos de sondagem da CPRM (CA-16-RS e TG-179-RS), afloramentos selecionados no Estado do Paraná, e da região do Mato Grosso e Goiás, e em seguida, realizando uma comparação com dados de sondagens rasas de uma localidade no Estado de São Paulo Tal caracterização teve como base o posicionamento bioestratigráfico dos afloramentos com base na presença de macrofósseis de vertebrados, bivalves e macroflora (Mezzalira 1980; Simões *et al.* 2017; Christiano-de-Souza *et al.* 2014 respectivamente), calibrados e comentados em um arcabouço litoestratigráfico atualizado com a tabela cronoestratigráfica mais recente para o Permiano (Lucas & Shen, 2018). Nesta revisão do arcabouço biocronoestratigráfico para o Permiano Superior da Bacia do Paraná, foram considerados dados geocronológicos de cinzas vulcânicas tanto de estratos intra Grupo Passa Dois (e.g. Santos *et al.* 2006; Canile *et al.* 2016), quanto sotopostos (Guerra-Sommer *et al.* 2008; Mori *et al.* 2012), em estratos eopermianos, e sobrepostos, como o evento de origem do Domo de Araguainha (Tohver *et al.* 2012).

Tal organização dos dados visou o estabelecimento da disposição das biozonas temporalmente, para assim posicionar os afloramentos, e consequentemente as amostras e microfácies para posterior discussão e contextualização dos dados pontuais obtidos na análise micropaleontológica. Uma vez estabelecida esta ordenação, e proposto um modelo hipotético para a distribuição de microfácies, foi possível comentar de maneira lógica o teste de hipóteses, corroborando-as ou não nos trabalhos derivados, como por exemplo, a presença de camadas ricas em restos de espongiários encontrados com excelente preservação dentro do Grupo Passa Dois, e excepcionalmente nas formações Irati e Teresina. As considerações dos dados podem ser consultadas no Capítulo 3.

2.1 MICROFÁCIES CARBONÁTICAS-SILICICLÁSTICAS MISTAS DE DEPÓSITOS PERMIANOS DO GONDWANA OCIDENTAL: EVIDÊNCIAS DE TRANSIÇÃO GRADUAL MARINHA A CONTINENTAL OU EPISÓDIOS DE TRANSGRESSÕES MARINHAS?

MIXED CARBONATE-SILICICLASTIC MICROFACIES FROM PERMIAN DEPOSITS OF WESTERN GONDWANA: EVIDENCE OF GRADUAL MARINE TO CONTINENTAL TRANSITION OR EPISODES OF MARINE TRANSGRESSION? [1]

CHRISTIANO NG[1], CRISTINA SILVEIRA VEGA[2], MARIA DA SAUDADE ARAUJO SANTOS MARANHÃO[3]

1 – Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, Curitiba (PR); 2 – Departamento de Geologia, UFPR, Curitiba (PR); 3 – Instituto Geológico, Secretaria Estadual do Meio Ambiente, São Paulo (SP)

c.ng@ufpr.br, cvega@ufpr.br, mmaranhao@sp.gov.br

RESUMO

Ao final do Paleozoico, várias bacias intracratônicas se desenvolveram no Gondwana, incluindo a Bacia do Paraná, no Gondwana Ocidental. Os pacotes sedimentares permianos incluem o Grupo Passa Dois, que engloba quatro formações, Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, e representa uma transição de ambientes deposicionais marinhos para continentais. Seus estratos correlacionam-se por grande extensão, da Argentina à Africa do Sul, e especificamente as formações Irati e Teresina apresentam sucessões carbonáticas-siliciclásticas mistas. Este intervalo é palco de várias discussões paleoambientais, porém microfácies permianas gondwânicas, sem franca influência marinha ainda foram pouco estudadas. Além disso, soma-se a escassez de trabalhos micropaleontológicos, a falta de calibração geocronológica e ausência de fósseis-guia marinhos. Diante deste cenário, propôs-se um estudo de microfácies abrangente para a unidade, com análise de amostras ampla e representativa da faixa de ocorrência do Grupo Passa Dois, divididas em três grandes domínios, divididos nas regiões norte, central e sul, e foram analisadas lâminas petrográficas distribuídas entre as quatro unidades com ênfase nas camadas carbonáticas. Os dados foram confrontados com um novo quadro biocronoestratigráfico atualizado e integrado com biozonas de bivalves, macroflora, palinologia, conchostráceos e vertebrados. As análises microfaciológicas resultaram no reconhecimento de treze microfácies, quatro delas siliciclásticas, oito carbonáticas e uma silicosa (*chert*). Observou-se um predomínio de microfácies siliciclásticas finas ricas em matéria orgânica no Domínio Sul; microfácies carbonáticas rudáceas no Domínio Central, com aloquímicos variados e maior

---

[1] Versão em Portugês do manuscrito submetido à Sedimentary Geology (Anexo 3)

quantidade de bioclastos; e maior influência de siliclásticos no Domínio Norte da bacia, onde ocorre apenas as formações Irati e Teresina. As microfácies carbonáticas à sul são menos variadas que aquelas à norte e, ainda no Domínio Sul, há uma escassez de microfósseis. No Domínio Central ocorrem os carbonatos com maior granulação, relacionados à maior agitação da água. Entre os microfósseis foram identificados ostracodes, espículas de espongiários, bivalves, oósporos carbonificados, microfósseis tubulares de parede microgranular, microbialitos, fragmentos de artrópodes, restos fosfáticos e fitoclastos. Bivalves, ostracodes e espículas de espongiários são os principais bioclastos presentes em *rudstones* e *grainstones* nas formações Irati e Teresina, e foram interpretados como alóctones a parautóctones. Gipsita, barita e anidrita ocorrem em amostras de subsuperfície, associados a fraturas e deformados dúctil e ruptilmente. As associaçãos de glauconita detrítica e autigênica à bioacumulações de espículas de espongiários, foram interpretadas como episódios de ingressão marinha. Propõe-se um modelo de distribuição de microfácies para a Formação Teresina, plataformal raso em clima progressivamente mais seco, com shoals e mounds microbialíticos nos altos e depósitos pelíticos e cherts nos fundos estagnados e com baixa oxigenação. A assembleia de microfósseis encontrada embora abundante, é pouco diversificada em comparação com uma assembleia marinha rasa normal, o que deve relacionar-se possivelmente a condições de alto estresse ambiental, ou condições paleobatimétricas inviáveis ao desenvolvimento de outros organismos estenohalinos, o que pode estar relacionado às grandes extinções do Permiano, em apoio às datações geocronológicas mais recentes que indicam idades detríticas mais jovens para os estratos do Grupo Passa Dois.

Palavras-chave: Paleoambiente, Modelo de fácies, Esponjas, Guadalupiano, Neopaleozoico

2.1.1 Introdução

Sequências siliciclásticas-carbonáticas próximas ao limite Permiano-Triássico têm sido estudadas com profundo interesse devido às grandes extinções do Neopaleozoico (Sepkoski 1996; Bond *et al.* 2010; Stanley 2016; Adachi *et al.* 2017; Bond & Grasby 2017). No Gondwana Ocidental brasileiro, apenas quatro bacias (Bacia do Acre, Amazonas, Paraná e Parnaíba), possuem registros destas sequências (Cunha 2007; Cunha *et al.* 2007; Milani *et al.* 2007a; Vaz *et al.* 2007). Quando estudadas do ponto de vista das microfácies, este intervalo temporal oferece interessantes dados sedimentológicos e paleontológicos que refletem as mudanças paleoambientais e temporais que se sucederam ao longo do Permiano, como a identificação de microfósseis reconhecidos apenas em lâminas

petrográficas, como fusulinídeos e pequenos foraminíferos, algas calcárias e microbialitos, com aplicação paleoambiental e bioestratigráfica.

No caso específico da Bacia do Paraná, o registro da sedimentação neopaleozoica materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo (Milani *et al.*, 2007a), originado da invasão de águas marinhas sobre o interior do Gondwana, como bem documentado pela presença da fauna eopermiana de *Eurydesma-Lyonia*, dentro do Grupo Itararé (Neves *et al.* 2014; Taboada *et al.* 2016). Após esta ingressão marinha bem testemunhada paleontologicamente, os registros de conexão marinha ao longo das unidades sobrejacentes são pontuais e erráticos, e detêm-se ao registro informal de macrofósseis e microfósseis dentro do Grupo Passa Dois (Campanha 1985; Campanha & Zaine, 1989; Rohn, 1994; Anelli *et al.* 2013), relativo à presença de braquiópodes, foraminíferos aglutinantes e ostracodes com possível afinidade marinha.

Neste contexto, embora microfácies permianas sejam bem estudadas em bacias com afinidades tetianas reconhecidamente marinhas (e.g. Laya & Tucker 2015), onde microfácies em seções carbonáticas e carbonáticas-siliciclásticas mistas apresentam foraminíferos, briozoários, braquiópodes, corais, espongiários, entre outros elementos marinhos, as bacias do Gondwana Ocidental ainda carecem destes estudos (e.g. Rohn 1994; Maranhão 1995; Meghlioratti 2006; Méndez Duque 2012; Nomura *et al.* 2014). Desta forma, este artigo objetiva analisar as microfácies do Grupo Passa Dois a partir de dados de afloramento e furos de sondagem, representativos geograficamente, conjugado ao arcabouço biocronoestratigráfico atualizado para a unidade. De tal forma, pôde-se verificar a presença sobretudo de microfósseis e microfácies caracteristicamente marinhas, propor um modelo de distribuição de microfácies, e melhor contextualizar a sucessão de microfácies temporal e ambientalmente.

2.1.2 Contexto geológico

A Bacia do Paraná localiza-se no centro-sul do Brasil, e estende-se ao Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai, em uma área estimada de 1,5 milhão de quilômetros quadrados (Milani *et al.* 2007a). Diferentes autores propuseram modelos evolutivos com distintas nomenclaturas para subdividir a

sedimentação da bacia (e.g. Sandford & Lange 1960; Fúlfaro & Landim 1976; Fúlfaro *et al.* 1982; Gama Jr. *et al.* 1982; Zálan *et al.* 1987; Soares 1992; Milani *et al.* 1994; Milani *et al.* 2007a), sendo o modelo mais recente composto por seis supersequências, da base para o topo: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, II, III e Bauru (Milani *et al.* 2007a).

Dentro da Supersequência Gondwana I, concebida pelos autores como uma sequência que materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo, originado da invasão de águas marinhas sobre o interior do Gondwana, inserem-se os grupos litoestratigráficos Itararé, Guatá e Passa Dois (Milani *et al.* 2007a). Juntos, correspondem ao pacote de rochas mais espesso da bacia, contabilizando mais de 3800 m de espessura (Milani *et al.* 2007a), sendo 1670 m correspondentes apenas ao Grupo Passa Dois, cuja espessura em subsuperfície é a maior entre os grupos litoestratigráficos da Bacia do Paraná.

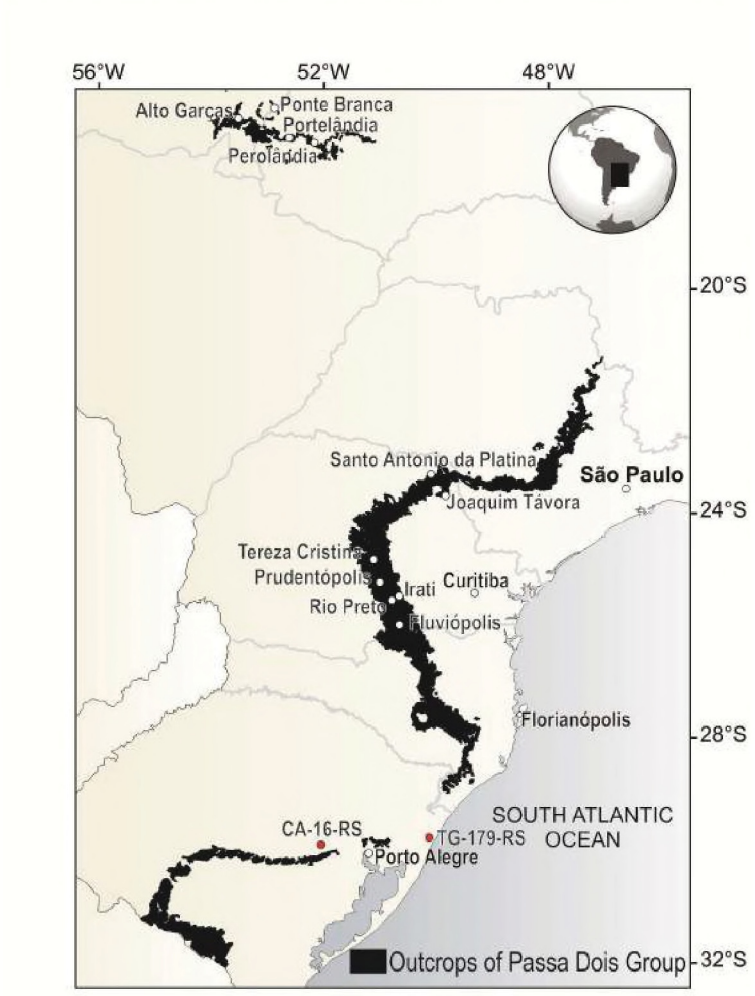
As rochas sedimentares e, sobretudo, o conteúdo fossilífero do Grupo Passa Dois são conhecidos desde o final do século XIX (Derby 1878) e seu nome provêm do trabalho pioneiro de White (1908, p. 180), o qual designou "Série Passa Dois" as rochas argilosas com lentes arenosas e calcárias que margeiam o rio homônimo próximo da antiga estrada do Rio do Rasto, em Santa Catarina. Sua área de afloramentos em território brasileiro estende-se do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo, na borda leste da Bacia do Paraná, até Goiás e Mato Grosso, na porção setentrional da bacia, e corresponde principalmente ao Permiano Médio, com pequenas porções no Permiano Inferior e no Superior (Figuras 2.1.1, 2.1.2).

Corresponde da base para o topo às formações Irati, Serra Alta, Teresina, e Rio do Rasto (Gordon Jr. 1947; Schneider *et al.* 1974) (Figura 2.1.2), cuja sucessão pode ser mapeada em superfície do Estado do Rio Grande do Sul até a porção sul do Estado de São Paulo. Para o nordeste de São Paulo, Mato Grosso e Goiás, utiliza-se a designação Formação Corumbataí, equivalente às formações Serra Alta e Teresina (Rohn 1994).

Conforme correlações realizadas entre perfis do Estado de São Paulo e do Paraná, a Formação Corumbataí é incompleta, e equivale praticamente apenas até a metade inferior da Formação Teresina (Rohn 1994, 2001; Meghlioratti 2006). Alguns autores utilizam ainda a designação Formação Estrada Nova, cuja abrangência estratigráfica é por vezes variável, podendo ser equivalente às

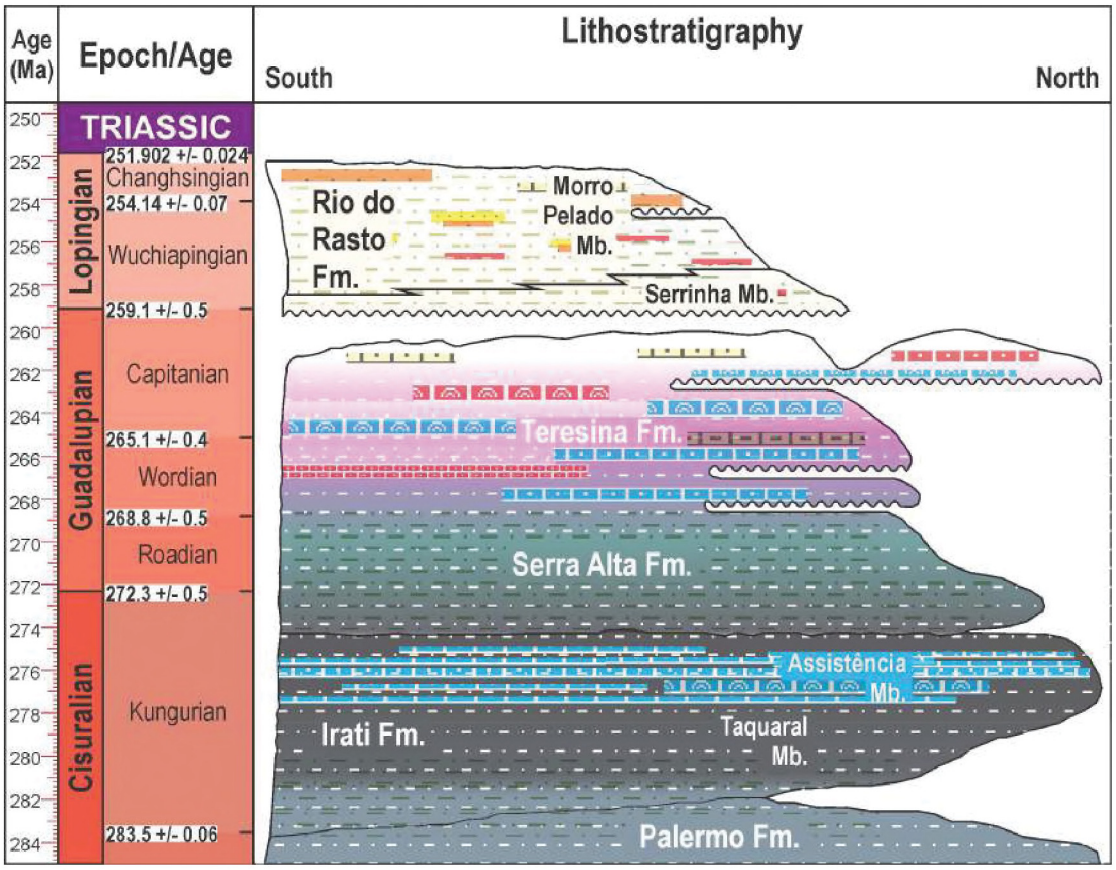
formações Serra Alta e Teresina, ou Formação Corumbataí; formações Serra Alta, Teresina e Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto; Formação Teresina e Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto; ou somente à Formação Teresina (Rohn 1988, 1994).

FIGURA 2.1.1 - MAPA DA FAIXA DE AFLORAMENTOS DO GRUPO PASSA DOIS EM TERRITÓRIO BRASILEIRO E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE ESTUDO



FONTE: Base cartográfica de Natural Earth <http://www.naturalearthdata.com> e Bizzi *et al.* (2003).

FIGURA 2.1.2 - CARTA ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO PASSA DOIS



FONTE: Idades e divisão cronoestratigráfica segundo Lucas & Shen (2018) e carta cronoestratigráfica adaptada de Holz *et al.* (2010).

Segundo Schneider *et al.* (1974), a Formação Irati é composta por dois membros, Taquaral e Assistência, e consiste em uma sucessão de folhelhos ricos em matéria orgânica, siltitos, e calcários estratificados e laminados. Recobre o Grupo Guatá, e ao menos em São Paulo, o contato é discordante, bem como o contato entre os membros Taquaral e Assistência (Lages 2004). Os carbonatos apresentam consideráveis quantidades de siliciclastos (Araújo 2001; Rohn *et al.* 2003a; Lages 2004); e na porção basal do Membro Assistência ocorrem calcilutitos brechados com pseudomorfos de gipsita, e em alguns poços no Estado de São Paulo foram identificados gipsita e anidrita (Hachiro 1996; Araújo 2001; Rohn *et al.* 2003a; Lages 2004).

A Formação Serra Alta é composta por argilitos, folhelhos e siltitos cinza escuros a pretos, com fraturas conchoidais, lentes e concreções calcíferas, com laminação plano-paralela (Schneider *et al.* 1974); e grada para uma sucessão heterolítica de siltitos e folhelhos com laminação *flaser* e *wavy*, camadas

coquinoides, calcários oolíticos e níveis estromatolíticos da Formação Teresina (Schneider *et al.* 1974; Rohn *et al.* 2003b; Rohn & Fairchild 2015). Os carbonatos da Formação Teresina ocorrem secundariamente, e são mais abundantes em certos intervalos, principalmente nas porções média e superior da unidade. Apresentam usualmente espessuras centimétricas a decimétricas, e aqueles tipicamente puros em geral correspondem a calcarenitos espáticos a ooides, e calcilutitos, que comumente incluem valvas desarticuladas de bivalves e ostracodes (Rohn 2001; Rohn *et al.* 2003b).

Sobrejacente à Formação Teresina, a Formação Rio do Rasto subdivide-se em dois membros, Serrinha e Morro Pelado (Schneider *et al.* 1974). O Membro Serrinha compreende siltitos esverdeados e arroxeados com intercalações de argilitos, arenitos finos e bancos carbonáticos. Os siltitos e argilitos geralmente são maciços e apresentam esfoliação esferoidal. Arenitos muito finos podem mostrar estratificação cruzada de pequeno porte, laminações cruzadas e onduladas. Na parte inferior da unidade ainda aparecem marcas onduladas e acamamento *flaser*. Segundo Schneider *et al.* (1974), o Membro Serrinha também apresentaria ooides, porém Rohn (1994, 2007) considerou que tais fácies seriam típicas apenas da Formação Teresina.

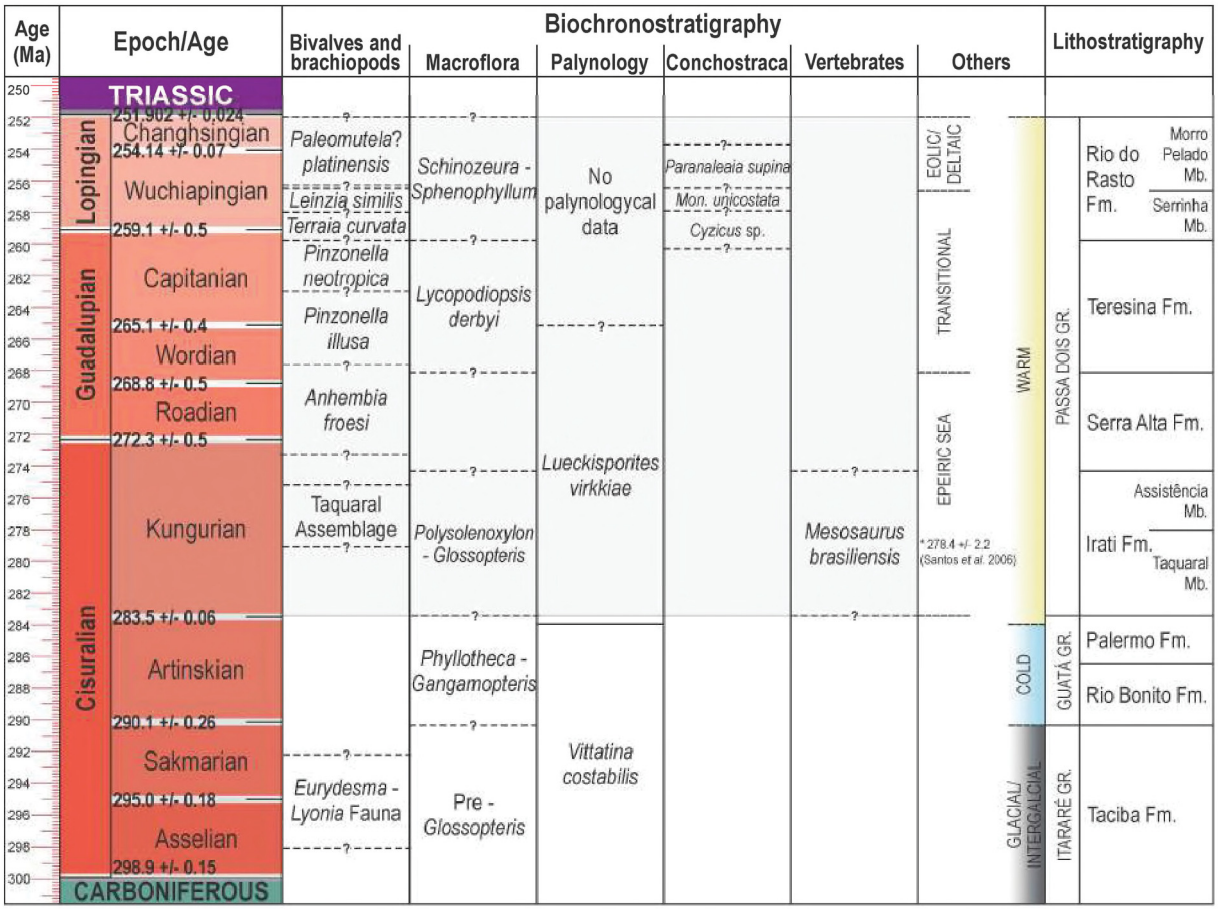
2.1.3 Bioestratigrafia e idade do Grupo Passa Dois

Holz *et al.* (2010) apresentaram uma carta biocronoestratigráfica para o Permiano da Bacia do Paraná, com maior detalhe que a de Milani *et al.* (2007a), considerando biozonas de macrofósseis vegetais, bivalves e vertebrados. O arcabouço de Holz *et al.* (2010) foi escolhido para este trabalho ponderando, entretanto, as atualizações de idades propostas por Lucas & Shen (2018), e a extensão dos dados da área aflorante na região setentrional da bacia (Figura 2.1.2).

Para esta atualização foram considerados também os dados bioestratigráficos das biozonas de bivalves de Simões *et al.* (2017), e da fauna de *Eurydesma-Lyonia* (Neves *et al.* 2014; Taboada *et al.* 2016); de macrofósseis vegetais revisados por Christiano-de-Souza *et al.* (2014); da recalibração das palinozonas de Mori *et al.* (2012); das biozonas de conchostráceos propostas por Rohn (1994); e da Biozona de *Mesosaurus brasiliensis* de Mezzalira (1980). A partir

da recalibração destas biozonas, foi proposta a atualização do arcabouço biocronoestratigráfico de Holz *et al.* (2010) (Figura 2.1.3), considerando ainda dados geocronológicos abaixo (Guerra Sommer *et al.* 2008), intra (Santos *et al.* 2006; Canile *et al.* 2016) e sobre o Grupo Passa Dois (Tohver *et al.* 2012; Tohver *et al.* 2018). A datação por análise SHRIMP de U-Pb realizada em zircões coletados em camada de cinza vulcânica na porção basal da Formação Irati (Santos *et al.* 2006) interpretou uma idade de cristalização dos zircões de 278,4 ± 2,2 Ma (7 pontos com 95% de confiabilidade) para a erupção vulcânica que originou estas cinzas, correlacionada ao evento vulcânico Choiyoi (Rocha Campos *et al.* 2011). Esta idade coincide com o Cisuraliano, mais especificamente o Kunguriano (*sensu* Lucas & Shen 2018), para o início da deposição da Formação Irati na localidade estudada (São Mateus do Sul, PR). Esta idade parece bem consistente, e a unidade possui boa correlação com a Formação Whitehill, Bacia do Karoo (Milani & De Wit, 2008). Para as unidades sobrepostas, foi aplicada a idade mínima fornecida pela datação de zircões detríticos de Canile *et al.* (2016), considerando inclusive que unidades pós Formação Teresina podem ter sido depositadas inclusive no Triássico (idades mais jovens de zircões detríticos do Membro Serrinha com 255 ± 2 Ma). Por sua vez, a datação de Tohver *et al.* (2012) para o Domo de Araguainha, cujo impacto perturbou os estratos do Grupo Passa Dois, delimita uma idade média mínima para a deposição do mesmo em 254,7 ± 2,5 Ma, baseados em análises em inclusões de quartzo e cristais de monazita.

FIGURA 2.1.3 - ARCABOUÇO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO PROPOSTO PARA O GRUPO PASSA DOIS



FONTE: Idades e divisão cronoestratigráfica segundo Lucas & Shen (2018), e biozonas adaptadas de Neves *et al.* (2014), Taboada *et al.* (2016), Simões *et al.* (2017) (braquiópodes e bivalves); Christiano-de-Souza *et al.* (2014) (macrofitozonas); Mori *et al.* (2012) (palinozonas); Rohn (1994) (conchostráceos); Mezzalira 1980 (vertebrados). Interpretação climática baseada em fragmentos de macrovegetais (Christiano-de-Souza *et al.* 2014) e litoestratigrafia e macroambientes deste trabalho.

2.1.4 Considerações paleoambientais

Embora tenha sido estudado por diversos pontos de vista desde o início do século passado, o Grupo Passa Dois, como sumarizado por Rohn (2001, 2007) e Meghlioratti (2006), apresenta vários pontos de divergência quanto aos aspectos paleoambientais, tanto do ponto de vista faciológico como paleontológico.

Microfósseis definitivamente marinhos foram encontrados na Formação Irati (e.g. acritarcos, foraminíferos, braquiópodes), e esporadicamente nas duas unidades sobrejacentes. Foraminíferos fusulinidiformes foram observados apenas no Membro Assistência da Formação Irati, tanto em amostras de afloramentos próximos à seção

tipo como em poços perfurados pela PAULIPETRO (Campanha & Zaine 1989), com processamento micropaleontológico padrão (utilização de peróxido de oxigênio), e lâminas petrográficas.

Fora essa publicação, apenas Rohn (1994) publicou fotomicrografia de foraminífero aglutinante (Lituolacea?) para camada carbonática pertencente à Formação Teresina. Todavia, relatórios internos da PAULIPETRO, hoje pertencentes ao acervo da Biblioteca de Ciência e Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, apontam para diversos níveis de ocorrência de foraminíferos acima das camadas com eventuais fusulinidiformes (e.g. PAULIPETRO 1981), em sua maioria foraminíferos aglutinantes de parede siliciclástica (*Trochammina*, *Hyperammina*, *Hyperamminita*?, *Psammosphaera*?, *Ammodiscus*?) recorrentes em diversos níveis processados para microfósseis, todos dentro do intervalo correspondente à Formação Teresina.

Processamentos usuais aplicados às amostras do Grupo Passa Dois recuperaram grande quantidade de ostracodes (Maranhão 1995; Maranhão & Petri 1996; Almeida 2005; Tomassi 2009), mas não registraram a recuperação de foraminíferos. Fragmentos de peixe, espículas silicosas, restos de crustáceos, fitoclastos e ossículos de ofiuroides figuram entre os microfósseis recuperados. Tentativas de processamento para conodontes mostraram-se infrutíferas (Milani 1997). Entre os macrofósseis, braquiópodes lingulídeos foram reportados para a Formação Irati (Campanha 1985) e apenas um braquiópode articulado foi encontrado e descrito para a Formação Teresina (Anelli *et al.* 2013).

De um lado, enquanto trabalhos clássicos baseados puramente em questões sedimentológicas (e.g. Schneider *et al.* 1974) caracterizam, por exemplo, a Formação Teresina como um ambiente marinho raso, agitado e dominado por marés, estudos posteriores (e.g. Lavina 1991) já admitiam que as mesmas estruturas sedimentares também poderiam ser geradas principalmente por ondas e não por marés. Os bivalves presentes neste intervalo deposicional já suscitavam dúvidas quanto à sua origem desde meados do século XX (Mendes 1945, 1952, 1967, 1984). Ghilardi & Simões (2002) sugeriram que os bivalves das formações Teresina e Corumbataí provavelmente tiveram ancestrais marinhos, mas evoluíram em condições paleogeográficas isoladas, em corpo d'água que pode ter sido salobro ou com salinidade variável.

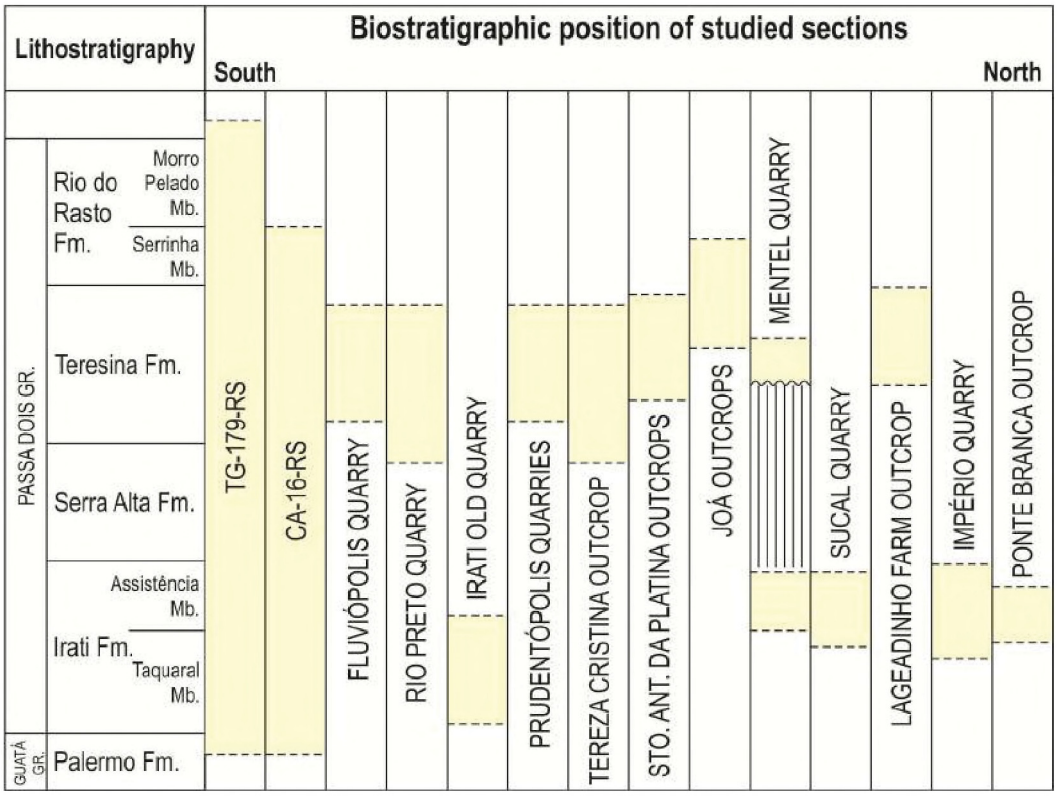
2.1.5 Materiais e métodos

Este trabalho consiste no estudo de microfácies em amostras distribuídas ao longo de dois furos de sondagem e doze seções aflorantes do Grupo Passa Dois (Figuras 2.1.1 e 2.1.4; Tabela 2.1). Os furos de sondagem designados CA-16-RS e TG-179-RS localizam-se na região sul da Bacia do Paraná (Estado do Rio Grande do Sul), são contínuos e foram perfurados para a avaliação de jazidas de carvão da Bacia do Paraná (Aboarrage & Lopes 1986) pelo Serviço Geológico do Brasil. As seções aflorantes foram escolhidas em duas macrorregiões, uma no domínio central da Bacia do Paraná, entre Santo Antonio da Platina e Fluviópolis, e outra, no domínio norte, entre Alto Garças e Perolândia (Figura 2.1.1). Todas as seções estudadas foram descritas segundo os critérios constantes na Figura 2.1.5, e serão apresentadas das mais austrais para as setentrionais (Figuras 2.1.6 a 2.1.16).

A seleção das seções de estudo privilegiou localidades já conhecidas da literatura, cujo conteúdo fossilífero lhes permite uma boa confiabilidade bioestratigráfica (Figura 2.1.4), com exceção dos furos de sondagem, cujos critérios de divisão litoestratigráfica basearam-se nos definidos por Aboarrage & Lopes (1986), acrescidos da revisão da descrição litológica. Desta maneira, todas as seções de estudo foram posicionadas segundo as biozonas reconhecidas (Tabela 2.1).

Destas seções, um total de 262 amostras foram coletadas para estudos de microfácies e microfósseis, e o resultado da interpretação das microfácies de 148 lâminas petrográficas distribuídas ao longo das quatro formações do Grupo Passa Dois são aqui apresentadas com suas principais características, por domínio regional da bacia (Sul, Central e Norte), conjugadas aos dados de campo e descrições das amostras laminadas (Apêndice 3).

FIGURA 2.1.4 - POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS SEÇÕES ESTUDADAS COM BASE NAS BIOZONAS RECONHECIDAS



FONTE: O autor (2018).

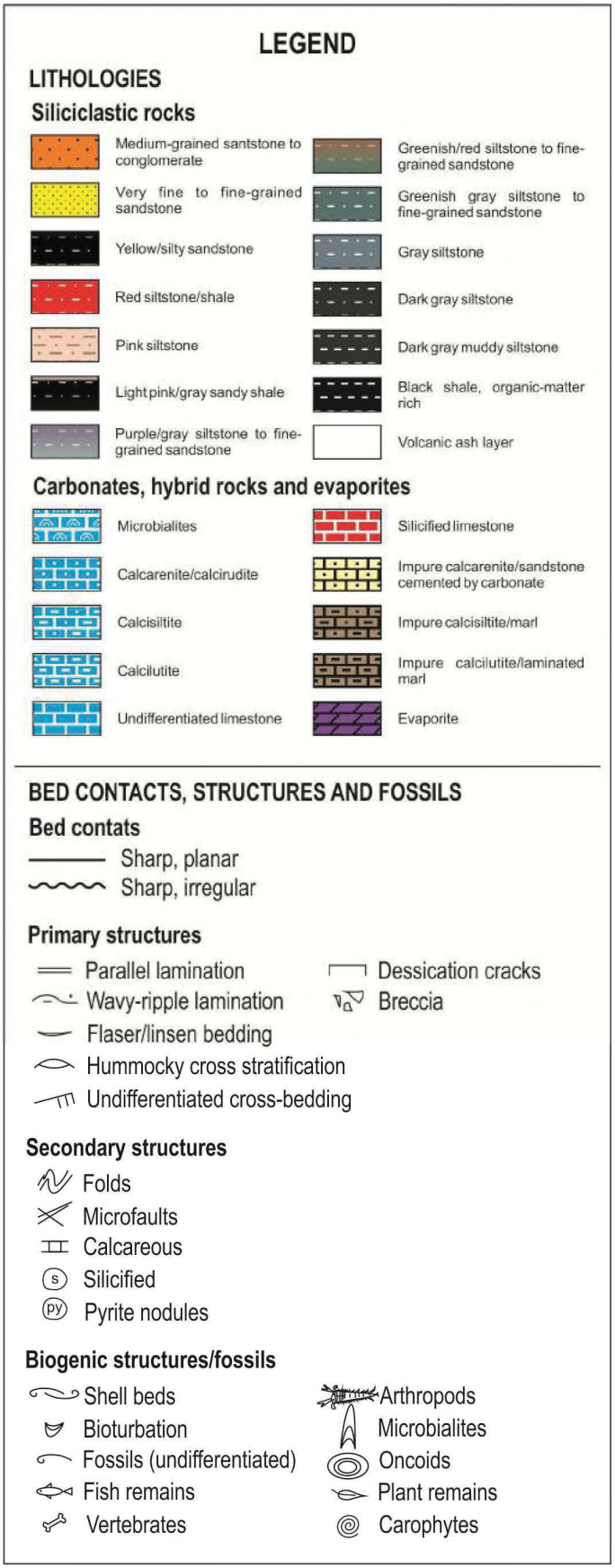
LEGENDA: *Mesosaurus brasiliensis* Zone (Lowermost TG-179-RS; Lowermost CA-16-RS; Irati Old Quarry; Lower Mentel Quarry; Sucal Quarry; Império Quarry; Ponte Branca Outcrop). Taquaral Assemblage Zone (Irati Old Quarry). *Pinzonella neotropica* Zone (Fluviópolis Qaurry; Rio Preto Quarry; Prudentópolis Quarry; Santo Antonio da Platina Outcrops; Joá Outcrop; Upper Mentel Quarry; Lageadinho Outcrop). *Lycopodiopsis derbyi* Phytozone (Fluviópolis, Rio Preto and Prudentópolis Quarries). *Schinozeura-Sphenophyllum* Phytozone (Upper Joá Outcrops).

TABELA 2.1 - SEÇÕES ANALISADAS DO GRUPO PASSA DOIS

Seção	Coordenadas geográficas Latitute	Longitude	Espessura	Número de amostras	Biozona	Unidade litoestratigráfica	Trabalhos anteriores
TG-179-RS	29°49'6.81"S	50°14'33.10"O	352,0 m	19	*M. brasiliensis* Zone	Irati/Serra Alta/Teresina. Rio do Rasto Fms.	Aboarrage & Lopes (1986)
CA-16-RS	30°1'26.96"S	52°7'49.38"O	147,3 m	20	*M. brasiliensis* Zone	Irati/Serra Alta/Teresina. Rio do Rasto Fms.	Aboarrage & Lopes (1986)
Fluviópolis Quarry	26°2'37.87"S	50°34'6.52"O	20,0 m	21	*L. derbyi* Phytozone/*P. neotropica* Zone	Teresina Fm.	Oliveira-Babinski & Rösler (1984)/Rohn (1994)
Rio Preto Quarry	25°31'31.28"S	50°44'54.44"O	20,0 m	16	*L. derbyi* Phytozone/*P. neotropica* Zone	Serra Alta?/Teresina Fms.	Rohn (1994)/Neves *et al.* (2011)/Christiano-de-Souza *et al.* (2012)
Irati Old Quarry	25°26'4.18"S	50°37'55.24"O	16,0 m	22	*M. brasiliensis* Zone/Taquaral Assemblage Zone	Irati Fm.	Matos *et al.* (2017)
Prudentópolis Quarries	25°12'26.23"S	50°57'9.91"O	30,0 m	28	*L. derbyi* Phytozone/*P. neotropica* Zone	Teresina Fm.	Rohn (1988, 1994)/Rohn & Fairchild (2015)
Tereza Cristina Outcrop	24°49'40.77"S	51°8'6.26"O	24,0 m	30	*P. neotropica* Zone	Serra Alta/Teresina Fms.	-
Sto. Ant. Platina Outcrop	23°22'55.80"S	50°3'38.23"O	10,0 m	12	*P. neotropica* Zone	Teresina Fm.	Rohn (1994)/Neves *et al.* (2011)/Méndez Duque (2012)
Joá Outcrops	23°29'9.76"S	49°53'45.23"O	32,0 m	43	*P. neotropica* Zone	Teresina/Rio do Rasto Fms.	-
Mentel Quarry	16°55'50.17"S	53°30'46.80"O	15,0 m	15	*M. brasiliensis* Zone /*P. neotropica* Zone	Irati/Teresina Fms.	Anjos (2008)
Sucal Quarry	17°28'51.64"S	52°3'38.04"O	14,2 m	7	*M. brasiliensis* Zone	Irati Fm.	Anjos (2008)
Lageadinho Farm Oucrop	16°56'20.17"S	53°29'45.83"O	26,0 m	14	*P. neotropica* Zone	Teresina Fm.	-
Império Quarry	17°20'27.05"S	52°33'1.37"O	6,0 m	8	*M. brasiliensis* Zone	Irati Fm.	Anjos (2008)
Ponte Branca Outcrop	16°57'0.97"S	53°5'16.49"O	4,0 m	7	*M. brasiliensis* Zone	Irati Fm.	-

FONTE: O autor (2018).

FIGURA 2.1.5 - LEGENDA PARA AS SEÇÕES DE CORRELAÇÃO



FONTE: O autor (2018).

2.1.6 Resultados

Foram reconhecidas treze microfácies nas amostras estudadas (Tabela 2.2), congregando microfácies siliciclásticas (Folk 1980) e carbonáticas (Embry & Klovan 1971; Burne & Moore 1988; Terra *et al.* 2010). Microbialitos, designados genericamente, foram classificados morfologicamente segundo Logan *et al.* (1964). A seguir, as microfácies serão apresentadas em três grandes domínios: 1) Sul (CA-16-RS e TG-179-RS); 2) Central (da Pedreira de Fluviópolis aos afloramentos de Joaquim Távora); e 3) Norte (Alto Garças a Perolândia).

Para as microfácies reconhecidas, além dos critérios de classificação citados acima, também foram considerados os estudos petrográficos de Rohn (1994), Maranhão (1995), Meglhioratti (2006), Méndez Duque (2012) e Nomura *et al.* (2014) para os afloramentos da Formação Teresina. Em especial, fragmentos de plantas reconhecidos em lâminas petrográficas basearam-se em Speranza & Calzoni (2005), Faria (2009) e Tavares *et al.* (2011).

TABELA 2.2 - MICROFÁCIES DO GRUPO PASSA DOIS

Microfácies	Principais características	Interpretações
MF 1 – Diamictito	Estratos centimétricos a decimétricos com grãos rudáceos imaturos, arcoseanos em matriz frequentemente síltica	Depósitos basais de fluxos hiperpicnais fluviais devido a momentos de maior umidade
MF 2 – Arenitos e heterolitos arenosos	Arenitos finos a muito finos, intercalados a siltitos, em laminação *flaser/linsen*, bioturbados	Depósitos intermediários de fluxos hiperpicnais fluviais ou momentos de raseamento ascendente em momentos de maior aridez
MF 3 – Siltitos e heterolitos finos	Sucessões métricas de intercalações de siltito com argilito com laminação *wavy* frequentemente bioturbadas	Depósitos de ambiente raso dominado por ondas (tempestade e tempo bom) em clima úmido
MF 4 – Lutito	Argilitos e folhelhos argilosos ricos em matéria orgânica, com laminação plano-paralela e nódulos de pirita	Depósitos distais, em corpos d'água com fundo estagnado e anóxico/disóxido
MF 5 – *Mudstone*	Lâminas de carbonato fino, micrítico com microfósseis raros ou ausentes	Depósitos rasos, em momento de maior aridez, com saturação da água com $CaCO_3$, ou porção superior de tempestitos carbonáticos
MF 6 – *Wackestone* com bioclastos	Micritos centimétricos com baixa concentração de bioclastos, em geral ostracodes ou fragmentos fosfáticos	Piscinas de sedimentação carbonática, em período árido, com saturação da água com $CaCO_3$
MF 7 – *Packstone* peloidal	Camadas decimétricas de carbonato suportado por peloides em arcabouço micrítico a microespático, com raros ostracodes	Depósitos em corpos d'água com agitação intermitente, em período árido, com saturação da água com $CaCO_3$
MF 8 – *Grainstone* oolítico	Camadas decimétricas, estratificadas de *grainstones* oolíticos com ostracodes, ooides mal-formados, núcleos radiados e concêntricos, por vezes cerebroides	Depósitos basais a intermediários de tempestitos carbonáticos ou bancos oolíticos
MF 9 – *Rudstones* coquinoides	Concentração de conchas de bivalves, em geral desarticuladas, grão suportado, com matriz arenosa com cimento carbonático ou de *grainstone* peloidal/oolítico	Depósitos basais de tempestitos carbonáticos ou bancos coquinoides
MF 10 – Microbialitos	Bio-hermas ou bióstromos decimétricos a métrico de estromatólitos LLH, SH ou SS	Camadas microbianas em regiões litorâneas em momentos de maior aridez, com eventual exposição subaérea, ou bancos de detritos coevos
MF 11 – Carbonatos cristalinos	Carbonatos dolomíticos microcristalinos a espáticos, sem aloquímicos discerníveis, e presença de matéria orgânica	Camadas carbonáticas recristalizadas por diagênese meteórica ou metassomática
MF 12 – Carbonatos silicificados	*Grainstones* oolíticos, *rudstones* coquinoides e microbialitos, total ou parcialmente silicificados	Camadas geralmente carbonáticas substituídas por sílica microcristalina
MF 13 – Espiculititos	Camadas centimétricas a decimétricas, tabulares a lenticulares com concentração de espículas monoaxiônicas de demoesponjas	Concentrações autóctones ou parautóctones de espongiários em condições de maior aridez e água alcalina

FONTE: O autor (2018).

2.1.6.1 Microfácies do Domínio Sul

As microfácies do Domínio Sul foram representadas pelos dois furos de sondagem (Figura 2.1.6) e diferem ligeiramente das microfácies dos domínios Central e Norte. A continuidade das formações é representada por mais de 150 m no furo CA-16-RS (topo da Formação Palermo até o topo da Formação Rio do Rasto: 227,7 a 80,4 m) e 352 m no furo TG-179-RS (750,0 a 398,0 m). A maior espessura do Grupo Passa Dois no furo TG-179-RS deve-se pela preservação das fácies relativas ao Membro Morro Pelado, truncadas pelos arenitos arcoseanos avermelhados, médios a grossos da Formação Rosário do Sul (Triássico), no poço CA-16-RS.

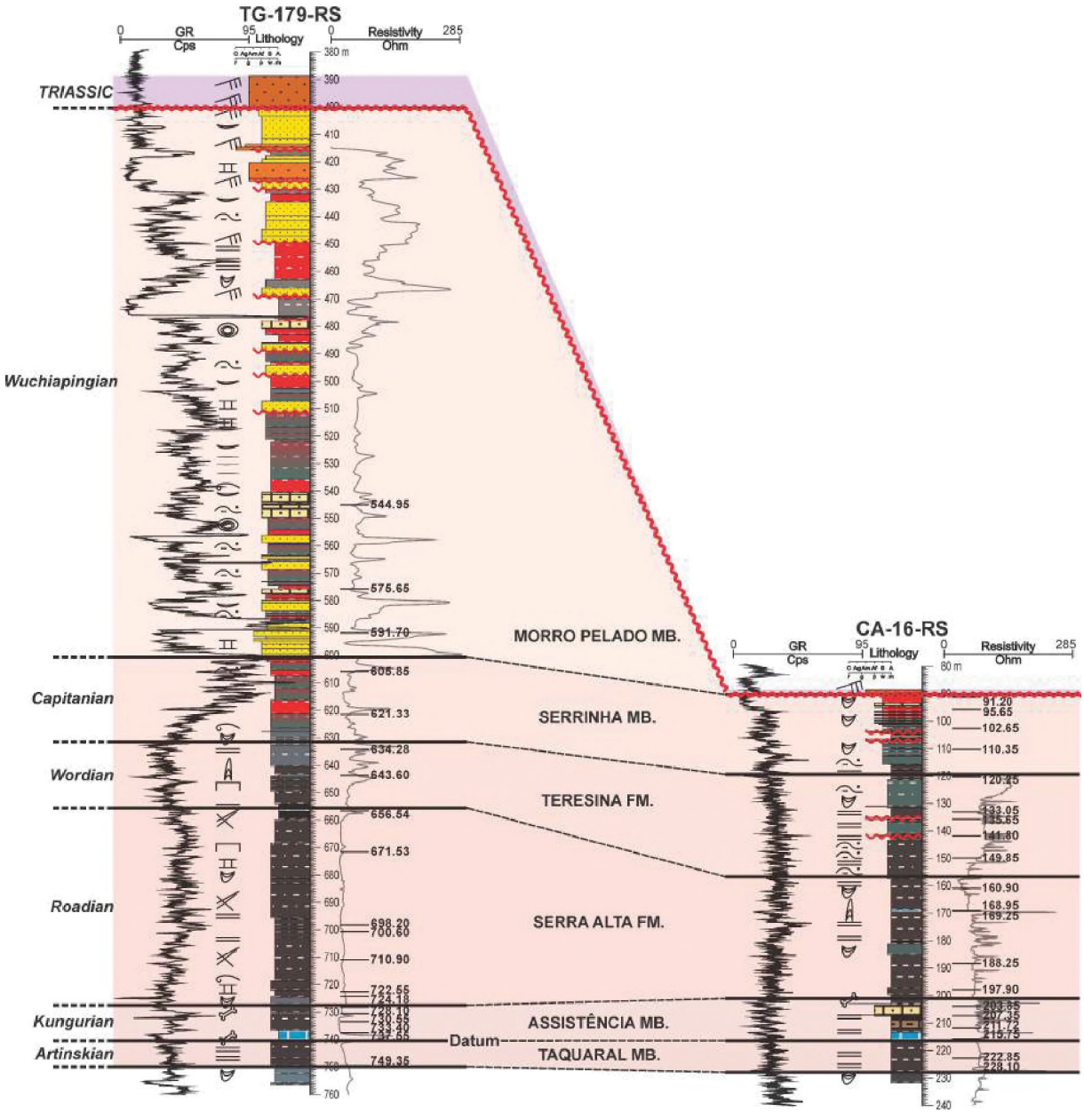
Para equalizar as análises, o plano de amostragem também focou os primeiros 150 m do furo TG-179-RS, garantindo assim paridade entre os resultados de microfácies. Em ambos os poços as microfácies predominantes são de lutitos finos (MF 3 e MF 4), de coloração cinza-escura a preta, com nódulos de pirita (Formação Irati), e laminação plano-paralela bem marcada, progressivamente mais bioturbados nas formações Serra Alta e Teresina. Secundariamente, carbonatos cristalinos (MF 11) e *mudstones* e *packstones* peloidais (MF 5 e MF 7) ocorrem da Formação Irati à Formação Teresina.

Entre as feições reconhecidas particularmente no furo CA-16-RS, cabe destacar a ocorrência de vênulas de siderita na porção superior do poço (Figura 2.1.7A), por vezes marcadas em dobras convolutas (Figura 2.1.7B). Ainda na porção superior do poço, nota-se a presença discordante de arenitos de granulação média a grossa, erodindo siltitos (Figura 2.1.7C). Nesta porção, de ambos os poços, é comum a ocorrência de fragmentos fosfáticos (Figura 2.1.7H). No poço TG-179-RS, pôde-se verificar a presença de gretas de contração (Figura 2.1.7O), e já na porção mais superior do Membro Serrinha, ausente no poço CA-16-RS, a presença de nódulos carbonáticos (Figura 2.1.7P).

Cabe destacar ainda a ocorrência de ossos de *M. brasiliensis* conjugados à Fm. Irati em ambos os furos (Figura 2.1.7I) e, em lâmina a ocorrência de um possível foraminífero piritizado (Figura 2.1.7Q). A porção basal da Formação Serra Alta caracteriza-se pela ocorrência de fraturas carbonáticas (Figura 2.1.7N), cuja composição mineralógica inclui minerais evaporíticos, tais como barita e anidrita (Figuras 2.1.7J a M). Nestas fácies, a rocha fraturada contém tanto glauconita

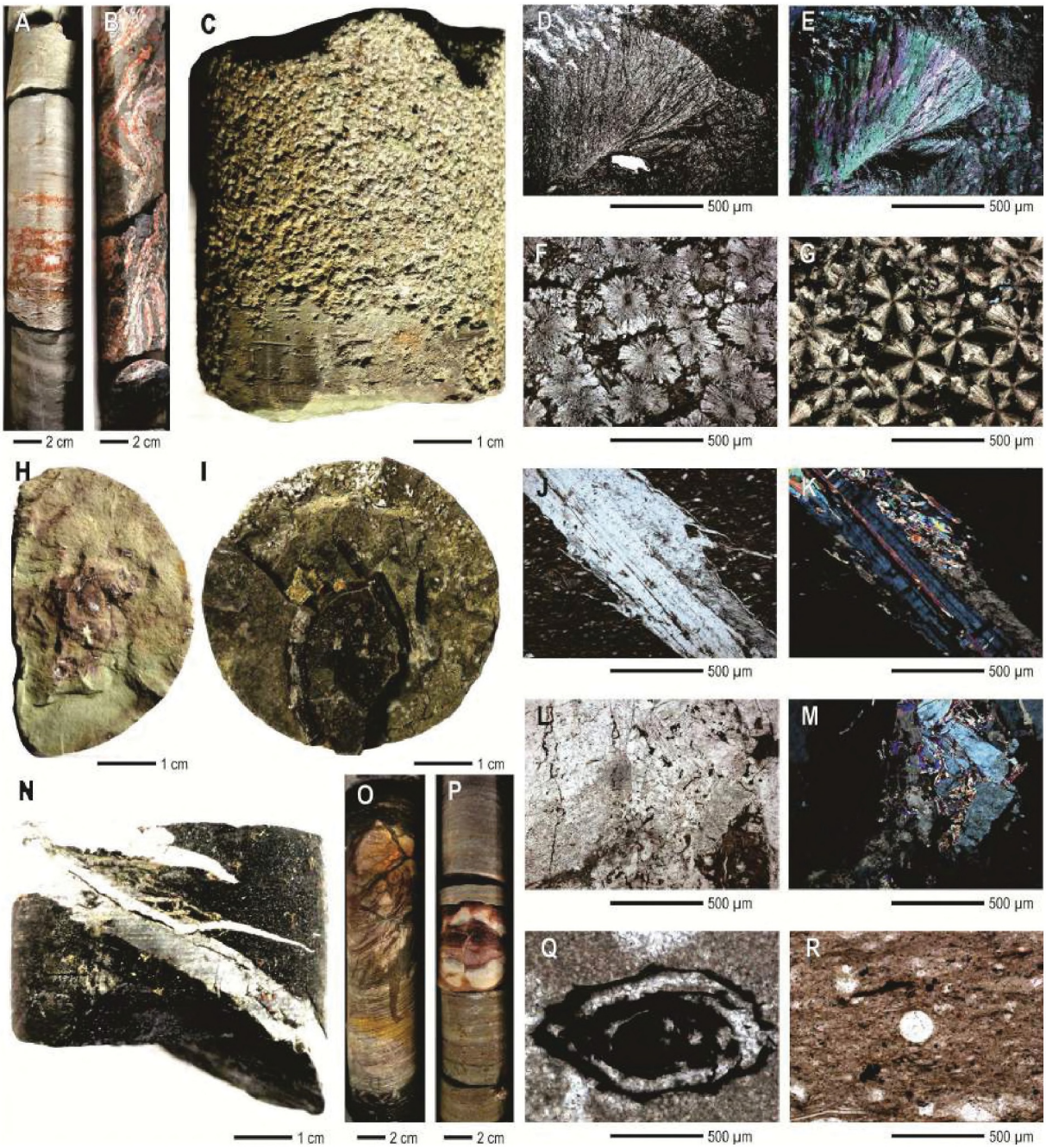
quanto espículas de espongiários (Figura 2.1.7R). Quando ocorrem camadas decimétricas, os carbonatos da Formação Serra Alta apresentam em microscopia feições fractais típicas de estruturas *cone-in-cone* (Figuras 2.1.7D e E), que diferem dos carbonatos esferulíticos da Formação Teresina (Figuras 2.1.7F e G), que aludem a ooides recristalizados.

FIGURA 2.1.6 - CORRELAÇÃO ENTRE OS FUROS DE SONDAGEM DO DOMÍNIO SUL DA BACIA DO PARANÁ



FONTE: O autor (2018).

FIGURA 2.1.7 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS FÁCIES E MICROFÁCIES RECONHECIDAS NOS FUROS TG-179-RS E CA-16-RS



LEGENDA: A) Vênulas de siderita em calcário, CA-16-RS, Cx. 24, R. 3, 112,53 a 112,62 m, Mb. Serrinha. B) Dobras convolutas, CA-16-RS, Cx. 26, R. 5, 121,05 a 121,75 m, Mb. Serrinha. C) Contato erosivo de arenito médio sobre siltito, CA-16-RS, Cx. 23, R. 4, 107,15 m, Mb. Serrinha. D e E) Estrutura carbonática arborescente, CA-16-RS, Cx. 34, R. 5, 168,25 m, Fm. Serra Alta, fotomicrografia em campo claro (D) e polarizadores cruzados (E). F e G) Esferulitos, CA-16-RS, Cx. 30, R. 5, 141,80 m, Fm. Teresina, fotomicrografia em campo claro (F) e polarizadores cruzados (G). H) Fragmentos fosfáticos, CA-16-RS, Cx. 21, R. 2, 101,50 m, Mb. Serrinha. I) Ossos de mesossaurídeos, CA-16-RS, Cx. 30, R. 1, 202,00 m, Fm. Irati. J a M) Barita e anidrita no interior de fraturas, em argilito siltoso, TG-179-RS, Cx. 885, R. 2, 722,55 m, Fm. Serra Alta, fotomicrografias em campo claro (J e L) e polarizadores cruzados (K e M). N) Fraturas carbonáticas em folhelho cinza escuro, TG-179-RS, Cx. 884, R. 1, 717,17 m, Fm. Serra Alta. O) Gretas de contração em carbonato, TG-179-RS, Cx. 861, R. 2, 610,42 m, Mb. Serrinha. P) Nódulos carbonáticos, TG-179-RS, Cx. 846, R. 5, 536,15 m, Mb. Serrinha. Q) Foraminífero piritizado ?, TG-179-RS, Cx. 887, R. 3, 730,33 m, Mb.

Assistência, fotomicrografia em campo claro. R) Espícula de espongiário, TG-179-RS, Cx. 885, R. 2, 722,55, Fm. Serra Alta, fotomicrografia em campo claro.

2.1.6.2 Microfácies do Domínio Central

No Domínio Central, por sua vez, enfatizou-se a amostragem das litofácies carbonáticas-siliciclásticas mistas das formações Irati e Teresina (Figuras 2.1.8 a 2.1.14). Nestas seções (Figuras 2.1.8 e 2.1.12), é possível notar que as fácies correspondentes à Formação Irati são bem semelhantes àquelas observadas nos furos de sondagem, onde predominam as microfácies siliciclásticas finas MF 3 e MF 4, correspondentes à seção da Pedreira Velha de Irati, onde aflora o Membro Taquaral. Na Formação Teresina em especial, há disseminação de níveis com gretas de contração (Figura 2.1.13A). Na porção superior desta localidade ocorrem carbonatos cristalinos, entre os quais estruturas *cone-in-cone*, bem características em lâmina petrográfica (Figura 2.1.9A).

Além dessas estruturas de compactação, carbonatos passam a constituir camadas centimétricas a métricas dentro da sucessão mista (Figuras 2.1.8 e 2.1.12). A ampla maioria das amostras exibe contatos discordantes entre as rochas siliciclásticas sotopostas, em geral, siltitos e heterolitos finos intensamente bioturbados (e.g. Figuras 2.1.10D e 2.1.10F). Uma vez erodidos, estes heterolitos são recobertos por camadas de *grainstones* oolíticos (MF 8) ou *rudstones* coquinoides a intraclásticos (MF 9) (Figuras 2.1.9B, 10, 11C e 11D).

Rudstones coquinoides da Formação Teresina variam em quantidade de matriz e arcabouço, podendo, às vezes, constituir *floatstones* coquinoides, eventualmente com bivalves com conchas articuladas (Figuras 2.1.9B, 14C e 14F). Camadas mais espessas apresentam uma série de variações internas, relacionadas, provavelmente, a oscilações no fluxo de energia, gerando diferentes texturas e estruturas sedimentares, inclusive estratificação cruzada de baixo ângulo (Figuras 2.1.10A e 10B). Quanto mais rudáceos, maior é a diversidade de grãos aloquímicos observados (ooides, peloides, intraclastos). Entre estes últimos, destaca-se a presença tanto de fragmentos líticos (Figuras 2.1.10C e 10F) quanto fragmentos de microbialitos (Figuras 2.1.10C e 11C), o que é indicativo de proximidade com a área fonte. Entre os bioclastos, além de fragmentos de moluscos ocorre principalmente ostracodes (Figuras 2.1.14G e 14H), fragmentos fosfáticos (Figuras 2.1.14 I e 14J) e,

mais raramente, foraminíferos aglutinantes (Figura 2.1.10C). Na Pedreira Rio Preto, onde a ocorrência de oósporos de *Leonardosia langei* é bem conhecida (Faria *et al.* 2013), amostras ricas em oósporos foram laminadas e exibem estes oósporos em seção (Figura 2.1.9G).

Um mesmo caráter proximal é indicado tanto nas pedreiras de Prudentópolis quanto de Tereza Cristina (Figuras 2.1.8, 11A a 11C; 12, 13D e 14A), pela presença de camadas com fragmentos de estromatólitos colunares, e das próprias bio-hermas, de extensão métrica com domos de até 90 cm de altura e 1,20 m de comprimento, sugerindo para-autoctonia dos intraclastos.

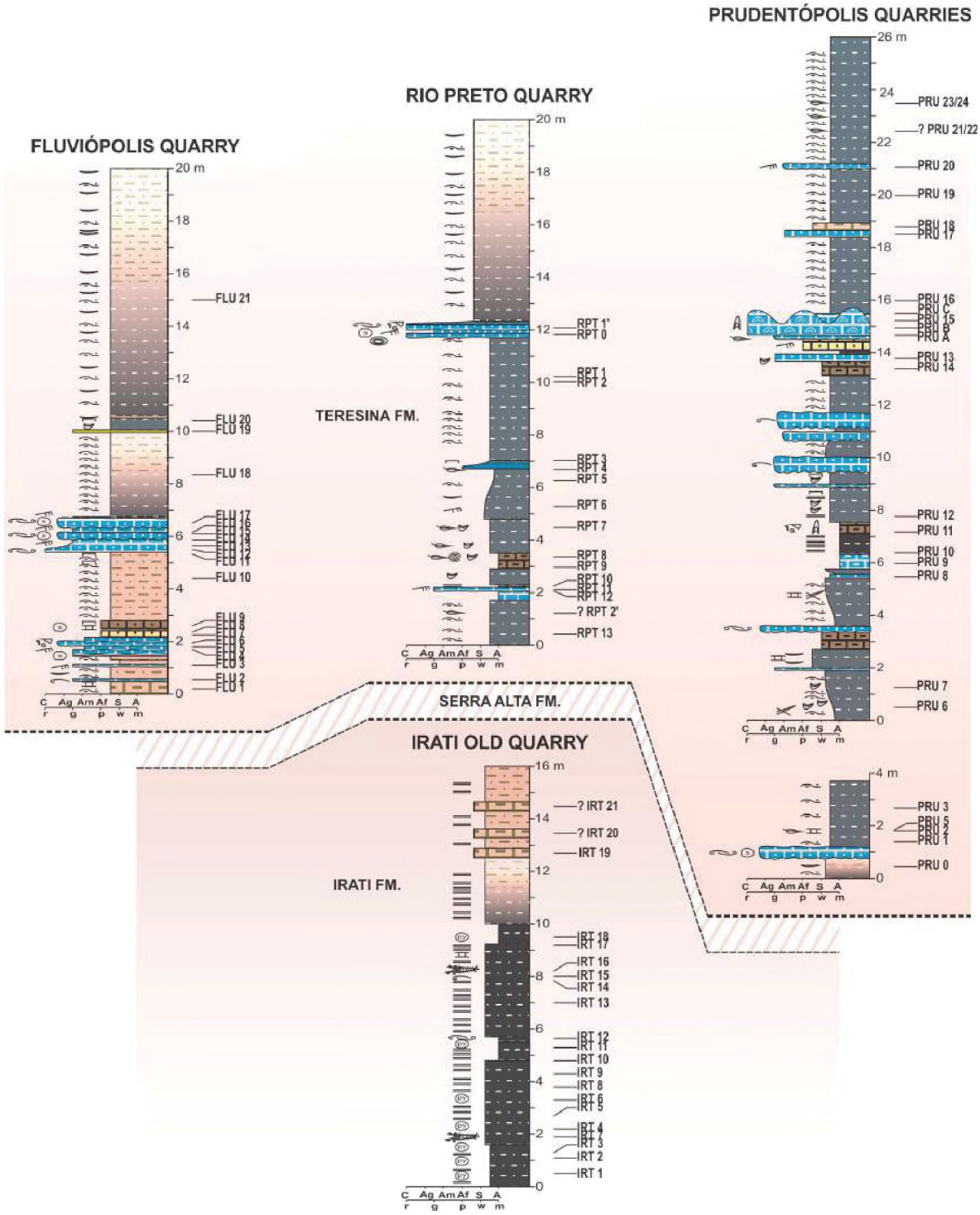
Os *grainstones* são oolíticos (Figuras 2.1.11D) ou bioclásticos (Figura 2.1.14B). A maior parte dos ooides que compõe os *grainstones* são fibrorradiados, aragoníticos, com córtex apresentando dois ou mais limites de crescimento, e bordas do tipo cerebroide. Parte dos grãos, principalmente ooides e bioclastos encontram-se micritizados (Figuras 2.1.10F e 11E), e nos *rudstones* frequentemente são encontrados cortoides (Figuras 2.1.10C e 10E). Nas camadas mais delgadas, é possível observar que estes *grainstones* podem representar apenas lâminas centimétricas (Figuras 2.1.10F, 13G e 13H), transportados para dentro de uma sequência tipicamente siliciclástica, cuja sucessão corresponde a siltito erodido por *grainstone* oolítico com intraclastos, novamente erodido por arenito fino com ooides fragmentados. Quando apresentam granulação menor, observa-se a presença de peloides e ooides entre camadas de siltito carbonático (Figura 2.1.14D).

Várias localidades apresentam substituição do carbonato por sílica, em geral associado às fácies mais porosas ou de carbonato puro, com baixa densidade de siliciclastos, *grainstones*, *rudstones* e microbialitos (MF 12) local (Figuras 2.1.9B, 10, 11D a 11F, 14A e 14C) ou disseminada (Figuras 2.1.11A e 11B). Entretanto, foi possível observar sílica biogênica em várias localidades, com excepcional concentração de espículas de espongiários na Pedreira de Rio Preto (MF 13) (Figuras 2.1.9C e 9D). Nestes espiculititos a maioria das espículas é de demoesponjas monoaxiônicas, com comprimento médio de 500 µm e diâmetro de até 60 µm. No interior das espículas é visível preenchimento por glauconita singenética (Figura 2.1.9E) e há inclusive preservação do filamento proteico dentro do canal axial (Figura 2.1.9F).

Menos expressivos entre as microfácies, quando ocorrem, *wackestones* bioclásticos apresentam ostracodes ou microfitólitos (Figuras 2.1.11F e 14E).

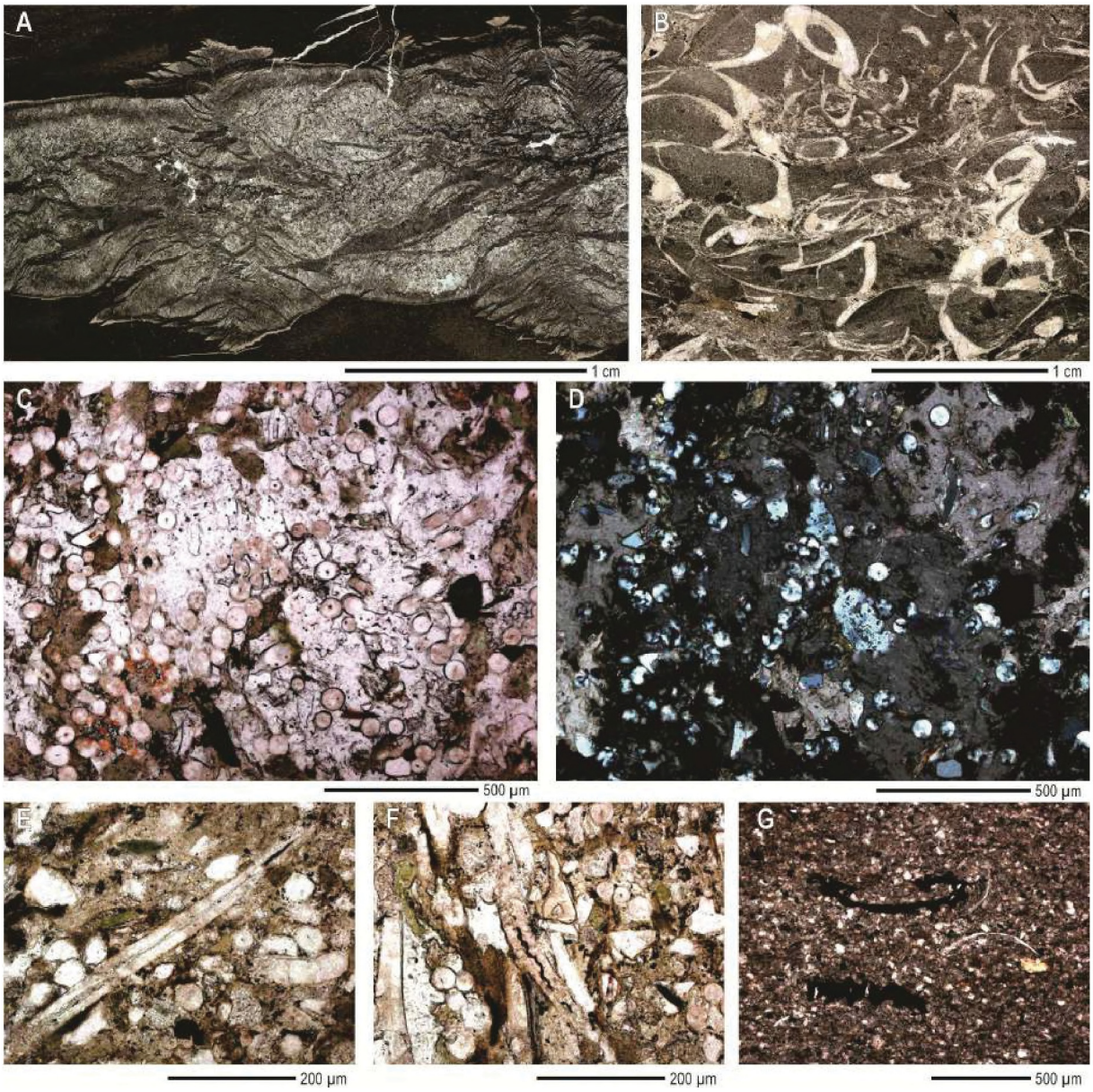
Ocorrem na porção mais superior da Formação Teresina, e coincidem ou são próximos às camadas de microbialitos e ocorrências de macrovegetais (Figura 2.1.13F). Nesta porção, os siltitos e heterolitos bioturbados (MF 3) são progressivamente mais arenosos (Figuras 2.1.13B, 13C e 13E).

FIGURA 2.1.8 - SEÇÃO DE CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DO DOMÍNIO CENTRAL I



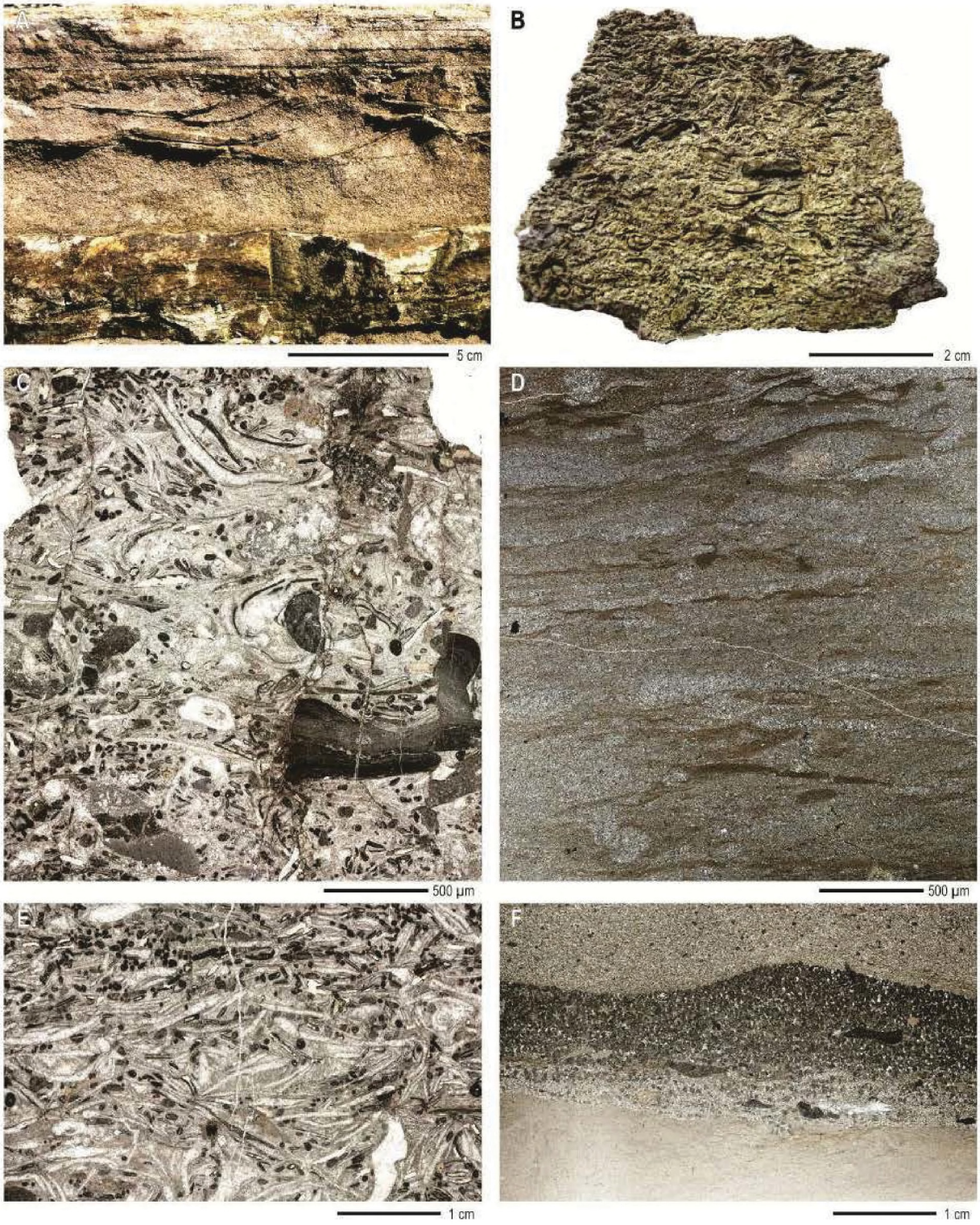
FONTE: O autor (2018).

FIGURA 2.1.9 - ESTRUTURAS E TEXTURAS DAS MICROFÁCIES DAS PEDREIRAS DE IRATI, FLUVIÓPOLIS E RIO PRETO



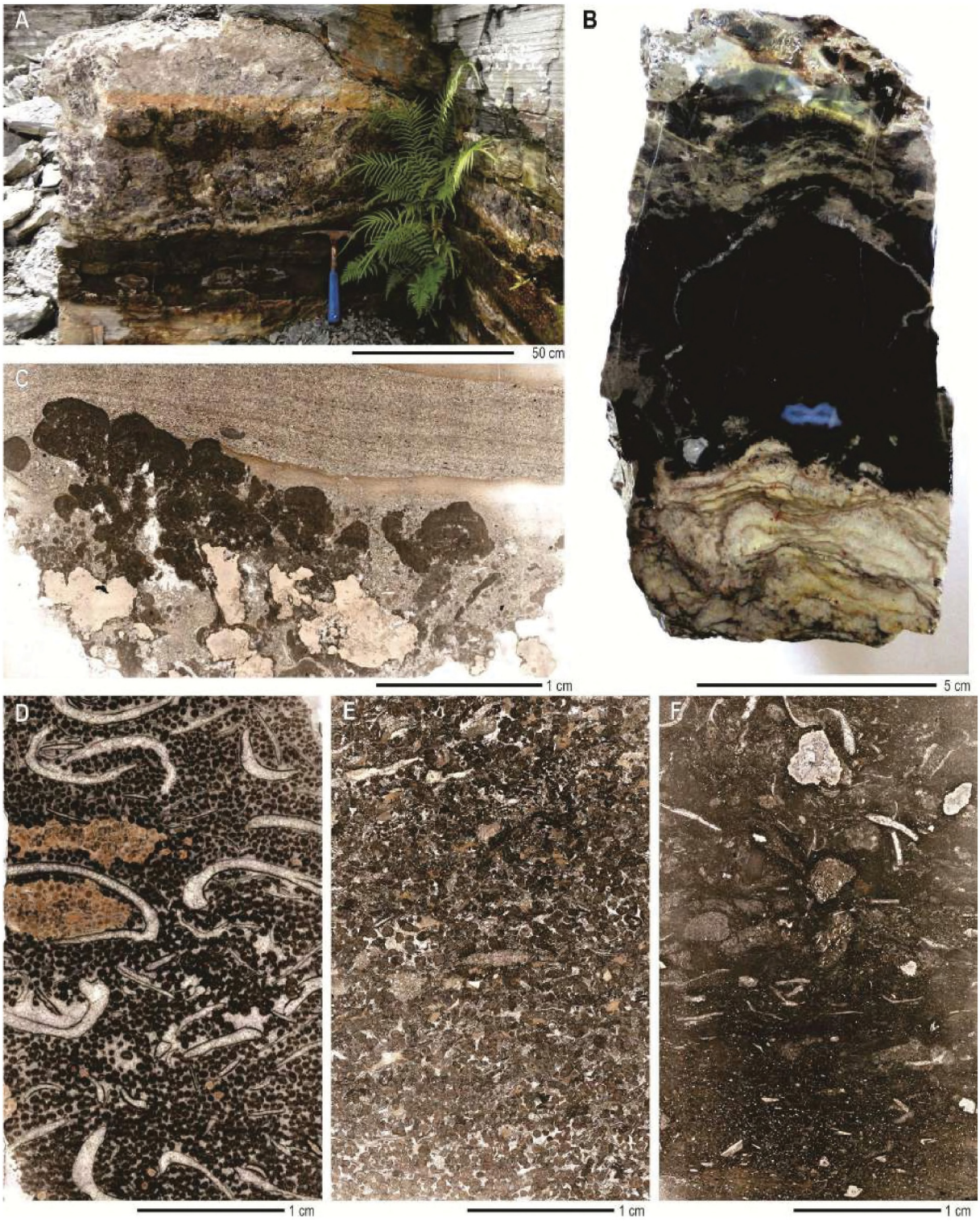
LEGENDA: A) Estrutura *cone-in-cone*, Pedreira Velha de Irati, amostra IRT 18, fotomicrografia em campo claro. B) *Floatstone* coquinoide parcialmente silicificado, Pedreira de Fluviópolis, amostra FLU 12, fotomicrografia em campo claro. C e D) Espiculitito – seções transversais e oblíquas de espículas de esponjas monoaxiônicas em cimento espático, Pedreira Rio Preto, amostra RPT 13, fotomicrografias em campo claro (C) e polarizadores cruzados (D). E e F) Detalhe de canal axial de espícula de esponja em seção longitudinal meridional preenchido por glauconita (E) e contendo filamento proteico (F), Pedreira Rio Preto, amostra RPT 13, fotomicrografias em campo claro. G) Oósporos de *Leonardosia langei* carbonificados, Pedreira Rio Preto, amostra RPT 8, fotomicrografia em campo claro.

FIGURA 2.1.10 - DETALHES DAS ESTRUTURAS E TEXTURAS DA PEDREIRA RIO PRETO



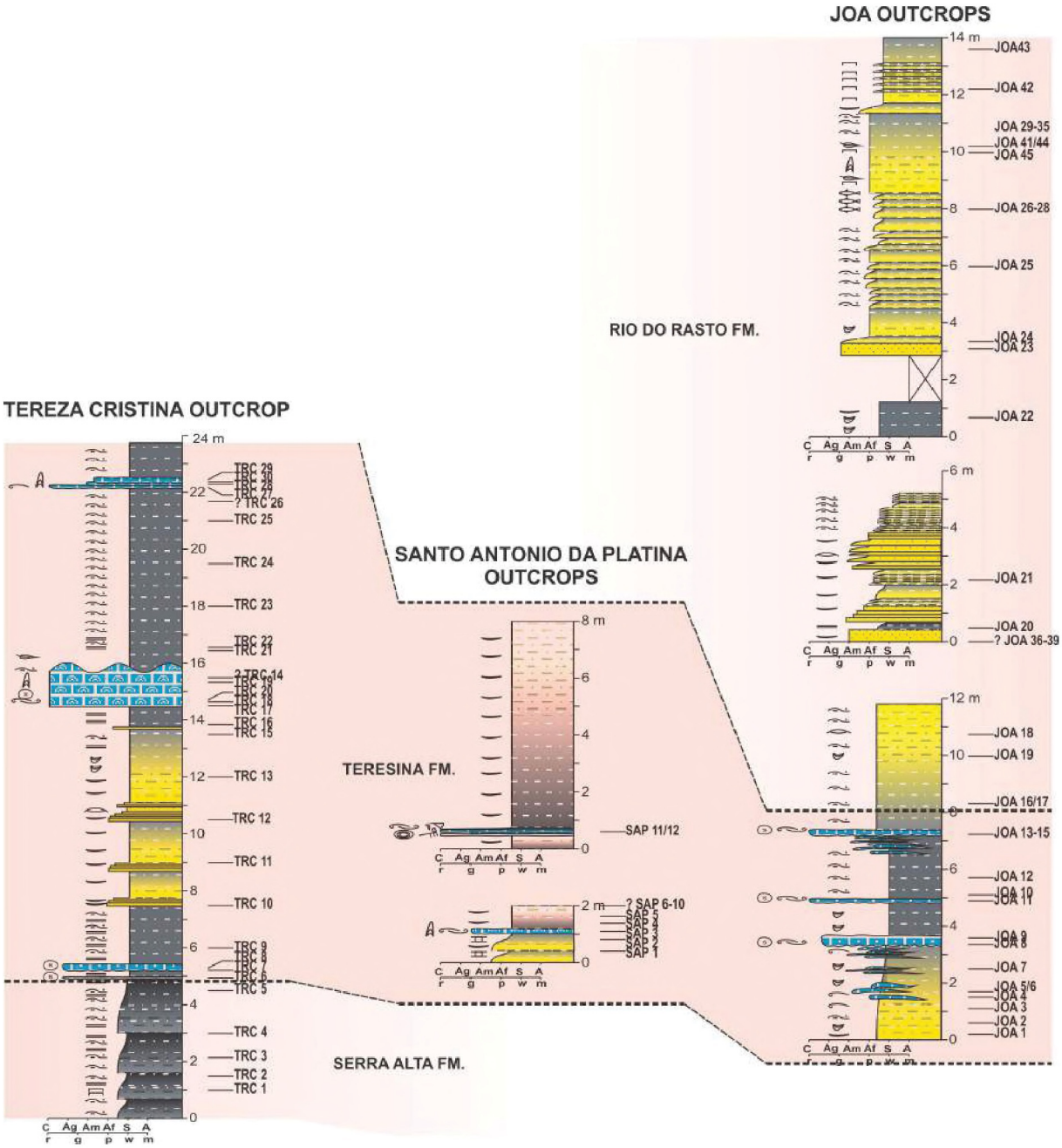
LEGENDA: A) Vista em detalhe da principal camada de coquina, exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo, Pedreira de Rio Preto, 12,0 m. B) Detalhe da porção média da camada coquinoide, com destaque a bivalves desarticulados e grandes intraclastos, Pedreira de Rio Preto, amostra RPT 0. C e E) *Rudstone* coquinoide bioclástico, com intraclasto microbialítico, fraturado (C) e abundantes bivalves parcialmente envelopados (E), Pedreira Rio Preto, amostra RPT 0, fotomicrografia em campo claro. D) Heterolito silto-arenoso bioturbado, Pedreira Rio Preto, amostra RPT 6, fotomicrografia em polarizadores cruzados. F) Sucessão siltito-*grainstone* oolítico com intraclastos e arenito fino, Pedreira Rio Preto, amostra RPT 12, fotomicrografia em campo claro.

FIGURA 2.1.11 - ESTRUTURAS E TEXTURAS DAS PEDREIRAS DE PRUDENTÓPOLIS



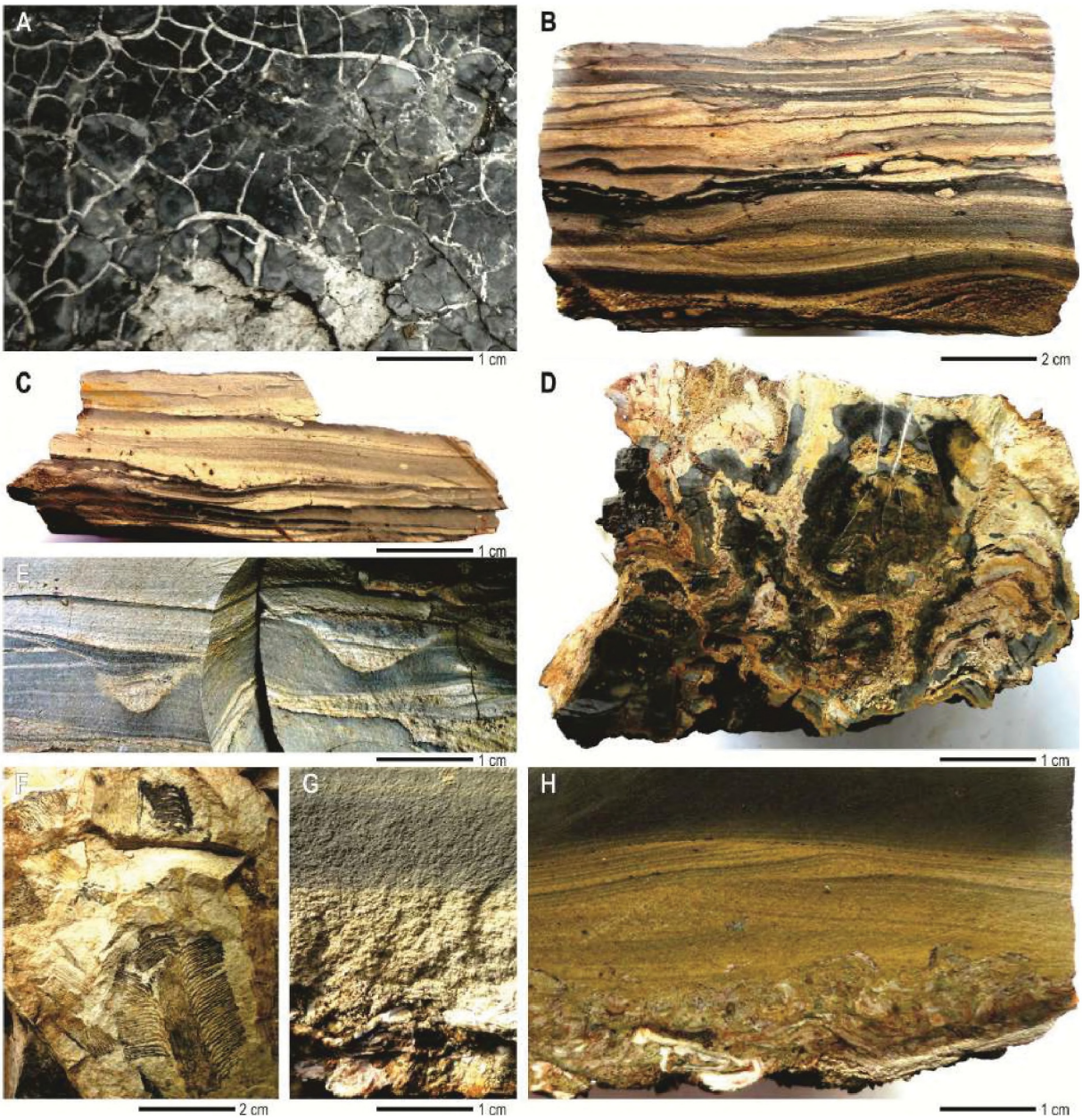
LEGENDA: A) Vista geral da bio-herma estromatolítica, Pedreira de Prudentópolis, 15,0 m. B) Detalhe da camada basal da bio-herma, com sucessão de estruturas estromatolíticas LLH-SH-LLH, silicificada, Pedreira de Prudentópolis, amostra PRU A. C) *Rudstone* intraclástico com fragmentos de estromatólito microcolunar parcialmente silicificado, Pedreira de Prudentópolis, amostra PRU 11, fotomicrografia em campo claro. D) *Grainstone* oolítico com bivalves, parcialmente silificificado, Pedreira Velha de Prudentópolis, amostras PRU 1, fotomicrografia em campo claro. E) *Grainstone* oolítico-peloidal com intraclastos, parcialmente silicificado, Pedreira de Prudentópolis, amostra PRU 13, fotomicrografia em campo claro. F) *Wackestone* bioclástico com microfitólitos parcialmente silicificado, Pedreira de Prudentópolis, amostra PRU 23, fotomicrografia em campo claro.

FIGURA 2.1.12 - SEÇÃO DE CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DO DOMÍNIO CENTRAL II



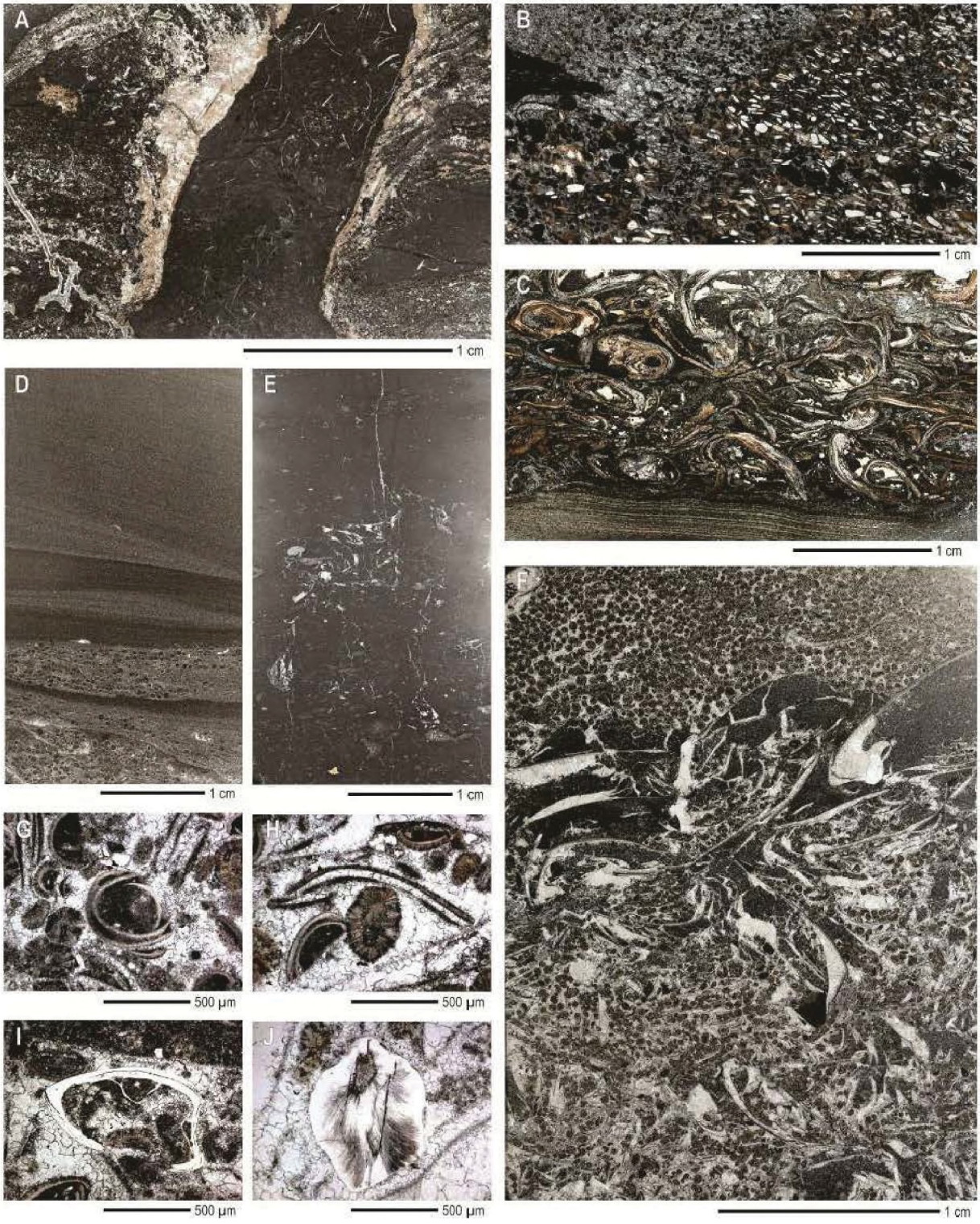
FONTE: O autor (2018).

FIGURA 2.1.13 - ESTRUTURAS E TEXTURAS DO DOMÍNIO CENTRAL II



LEGENDA: A) Gretas de contração típicas dos heterolitos da Formação Teresina, Afloramentos de Tereza Cristina. B e C) Heterolitos areno-siltosos com laminação *wavy* e bioturbado, Afloramentos da Estrada para o Joá, amostra JOA 10 (B) e JOA 1 (C). D) Estromatólito colunar silicificado, Afloramentos da Estrada para o Joá, amostra JOA 36. E) Heterolito silto-arenoso bioturbado, Afloramentos de Tereza Cristina. F) Esfenófitas, Afloramentos da Estrada para o Joá, amostra JOA 29. G e H) Gradação entre calcirrudito a siltito, visto em campo (G) e seção polida (H), Afloramento de Santo Antonio da Platina, amostra SAP 7.

FIGURA 2.1.14 - MICROFÁCIES DO DOMINÍO CENTRAL II



LEGENDA: A) Estromatólito colunar turbinado parcialmente silicificado, com espaço intercolunar de *wackestone* com ostracodes, Afloramentos da Estrada do Joá, amostra JOA 0, fotomicrografia em campo claro. B) *Grainstone* bioclástico, Afloramentos de Tereza Cristina, amostra TRC 21, fotomicrografia em campo claro. C) *Rudstone* coquinoide parcialmente silicificado, Afloramentos de Santo Antonio da Platina, amostra SAP 10, fotomicrografia em campo claro. D) Intercalações de *packstone* peloidal com siltito carbonático, Afloramentos de Tereza Cristina, amostra TRC 8, fotomicrografia em campo claro. E) *Wackestone* bioclástico com peloides e marcas de raízes ?, Afloramentos da Estrada para o Joá, amostra JOA 9, fotomicrografia em campo claro. F) *Rudstone* coquinoide com arcabouço de *grainstone* oolítico, Afloramentos de Santo Antonio da Platina, amostra

SAP 11, fotomicrografia em campo claro. G) Aninhamento de ostracodes, Afloramentos de Santo Antonio da Platina, amostra SAP 11, fotomicrografia em campo claro. H) Envelopamento de bivalve ooide radiado e ostracodes aninhados, Afloramentos de Santo Antonio da Platina, amostra SAP 11, fotomicrografia em campo claro. I e J) Fragmentos fosfáticos em *grainstone* oolítico, ossículo de peixe (I) e escama (J), Afloramentos de Santo Antonio da Platina, amostra SAP 11, fotomicrografias em campo claro.

2.1.6.3 Microfácies do Domínio Norte

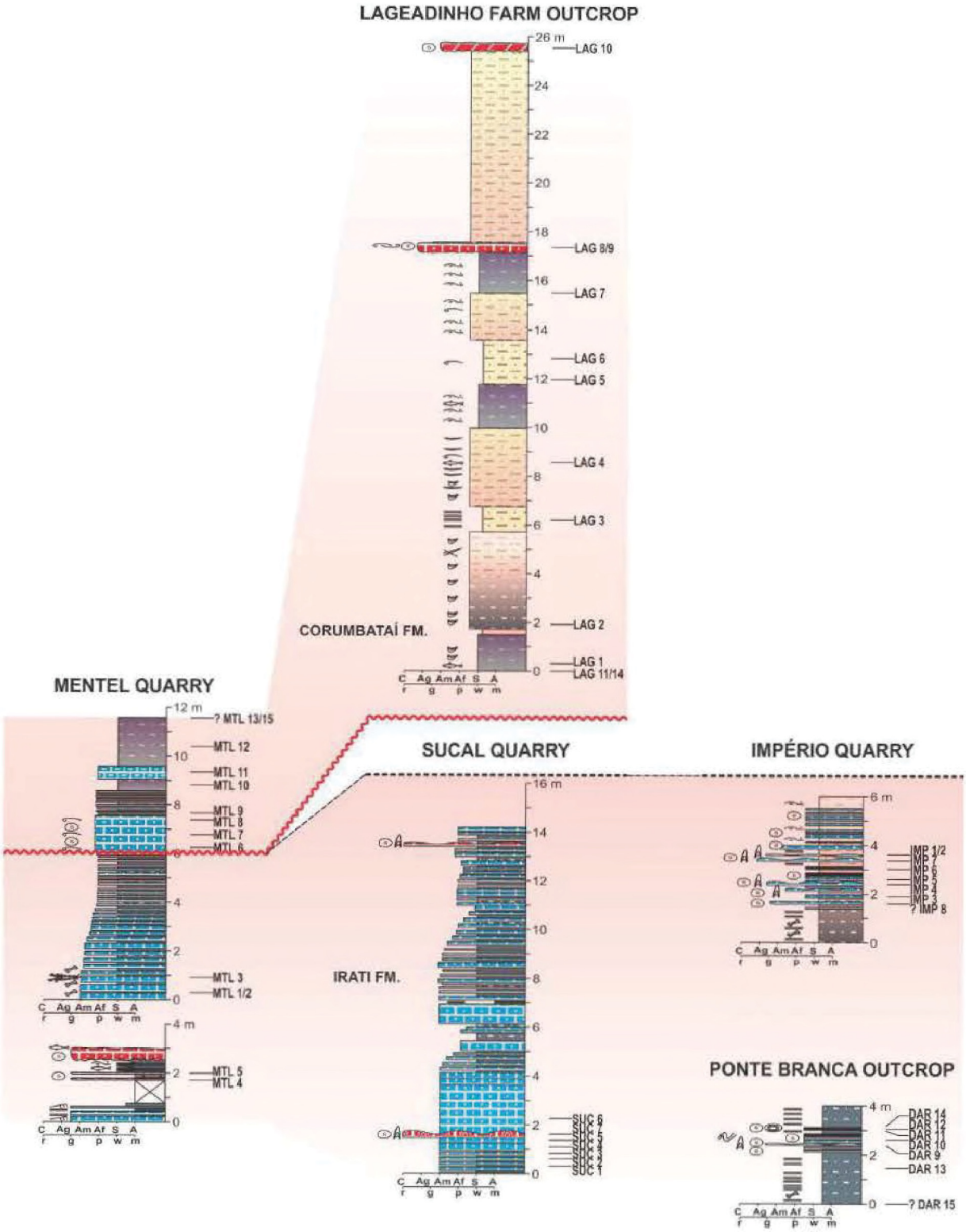
Semelhante ao que ocorre nos domínios Sul e Central, o Domínio Norte apresenta um conjunto de microfácies muito similar ao descrito nestes outros domínios. Na região de Alto Garças a Perolândia, constatou-se a presença apenas da Formação Irati e Teresina (=Corumbataí), sendo que a segunda faz contato discordante sobre a primeira (Figura 2.1.15). A Formação Irati, na porção estudada (Membro Assistência), apresenta tanto fácies carbonáticas recristalizadas (MF 11), quanto *mudstones, packstones* e *grainstones* (MF 5, MF 7, MF 8).

Entre a sucessão rítmica de carbonatos, carbonatos impuros ou cristalinos e folhelhos siltosos, cabe destacar a ocorrência de diversas camadas de microbialitos, em sua maioria silicificados, ora sem laminação distinta, designados como trombolitos (Figura 2.1.16A), ora laminados e associados com espículas de espongiários e glauconita (Figura 2.1.16B). Estes por sua vez, além de associados com estromatólitos diretamente, também foram encontrados coesos em camadas de *chert*, cujas feições internas e externas foram bem preservados, bem como a película dérmica (Figuras 2.1.16C a 16E). Brechas carbonáticas, como comumente encontradas em outras regiões do Grupo Passa Dois, também foram encontradas na Formação Irati (Figura 2.1.16I).

Na Formação Teresina, por sua vez, notou-se fácies progressivamente mais proximais, sendo que as acumulações de bivalves, da Zona de *Pinzonella neotropica*, nesta região, ao invés de constituir *floatstones* e *rudstones*, possui um arcabouço predominantemente arenoso, constituindo assim arenitos coquinoides (Figura 2.1.16F).

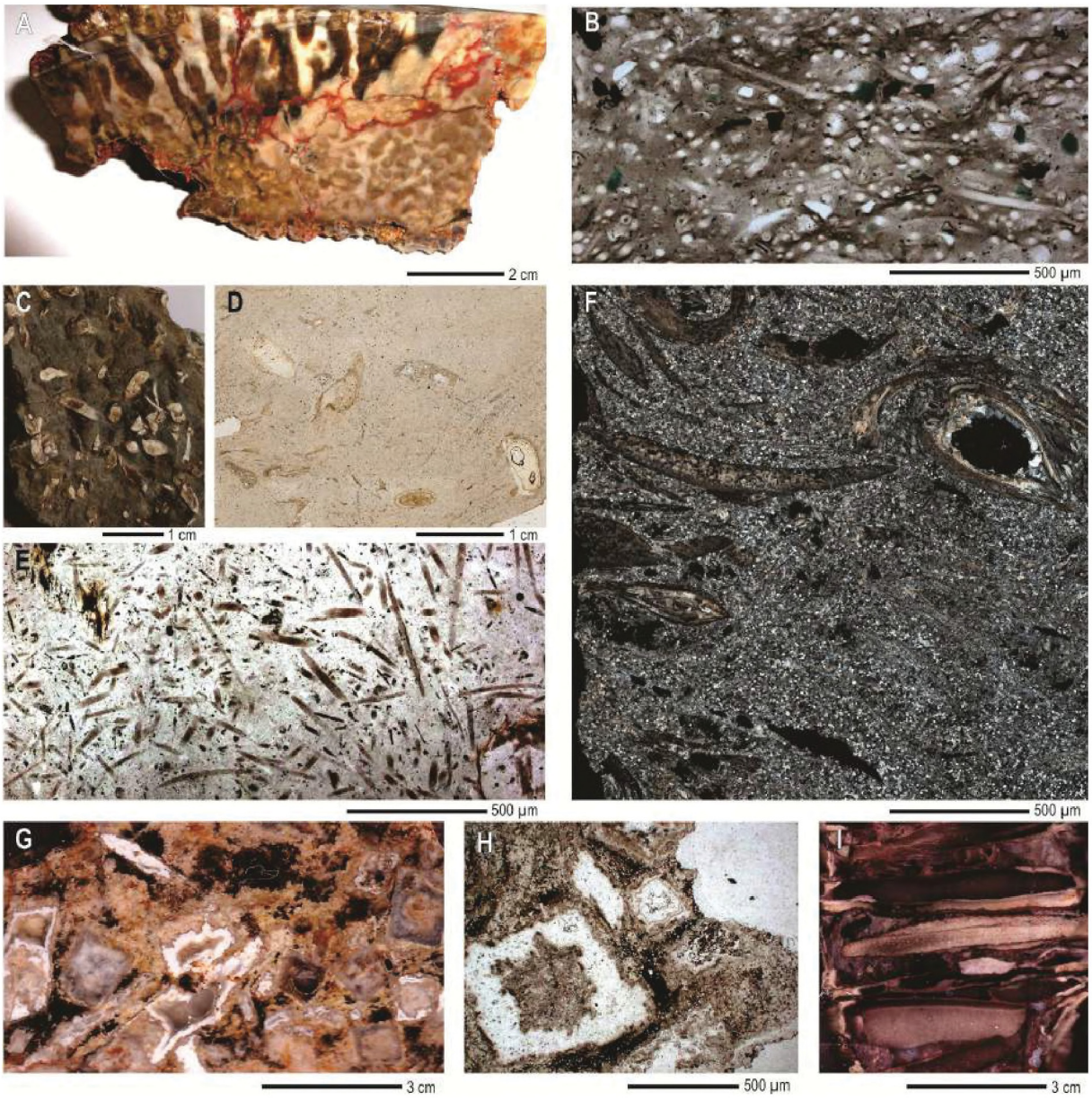
Mudstones, wackestones e *grainstones* apresentam apenas ostracodes e fragmentos fosfáticos como bioclastos, e os *grainstones* são predominantemente peloidais, e frequentemente silicificados. Foi encontrado um nível com pseudomorfos de halita acima das coquinas na região de Alto Garças (Figura 2.1.16G e 16H).

FIGURA 2.1.15 - SEÇÃO DE CORRELAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DO DOMÍNIO NORTE



FONTE: O autor (2018).

FIGURA 2.1.16 - MICROFÁCIES CARACTERÍSTICAS DO DOMÍNIO NORTE



LEGENDA: A) Trombolito colunar, seção polida, Afloramento de Ponte Branca, amostra DAR 9. B) Espículas de espongiários e glauconita detrítica entre colunas de estromatólitos, Pedreira Sucal, amostras SUC 7, fotomicrografia em campo claro. C a E) Espongiários completos preservados em *chert*, em amostra de mão (C), lâmina (D) e detalhe da região entre corpos das esponjas, rico em espículas isoladas (E), Afloramentos da Fazenda Lageadinho, amostra LAG 14, fotomicrografias em campo claro. F) Arenito coquinoide silicificado, com bivalves fibrosos e articulados, Pedreira Mentel, amostras MTL 14, fotomicrografias em polarizadores cruzados. G e H) Pseudomorfos de halita, substituídos por sílica, em seção (G) e lâmina petrográfica (H), Afloramentos da Fazenda Lageadinho, amostra LAG 10, fotomicrografia em campo claro. I) Brecha carbonática, seção polida, Afloramento de Ponte Branca, amostra DAR 11.

2.1.7 Discussões

2.1.7.1 Microfácies no tempo e espaço

Há várias questões de cunho ambiental e micropaleontológico dentro do Grupo Passa Dois, como se a influência marinha seria restrita às formações Irati e Serra Alta, e se seria realmente esporádica na Formação Teresina. E neste caso, por que microfósseis indubitavelmente marinhos não foram encontrados acima da Formação Irati? Condições mixohalinas propiciaram um ambiente onde prevaleceram microfósseis escassos e endêmicos? Qual seria a relação entre a sedimentação ou não de camadas carbonáticas?

Sobre estes temas, no tocante às microfácies do Grupo Passa Dois, podem ser discutidos os seguintes pontos:

i) distribuição e natureza das microfácies siliciclásticas;
ii) distribuição e natureza das microfácies carbonáticas, e;
iii) ocorrência de microfácies silicosas.

Em todos os três domínios estudados, é notável a prevalência de fácies de lutitos finos e siltitos heterolíticos cada vez mais bioturbados a partir da porção superior da Formação Serra Alta. No Domínio Sul percebe-se maior escassez de bioturbações, em relação aos domínios Central e Norte, e microfácies de arenitos de granulação média ou maior ocorrem apenas a partir da Formação Rio do Rasto. Já em direção à borda setentrional da bacia, as coquinas mostraram-se na realidade arenitos coquinoides, com granulação média a grossa, e ocorrem na porção média do Grupo Passa Dois, equivalente à Formação Teresina.

Quando integrados aos novos dados das microfácies carbonáticas, enfatizados tanto no intervalo da Formação Irati quanto da Formação Teresina, é perceptível que as fácies carbonáticas a sul são menos variadas que aquelas à norte e, ainda no Domínio Sul, parece haver uma escassez de microfósseis, não apenas inferida pela baixa quantidade de pesquisas na temática, limitadas em sua maioria à porção centro norte da bacia, nos estados de São Paulo (Fúlfaro 1970; Ragonha & Soares 1974; Campanha 1985; Campanha & Zaine 1989; Sohn & Rocha Campos 1990; Maranhão 1995; Maranhão & Petri 1996), e Goiás (Almeida 2005; e Tomassi 2009). Nestes trabalhos, espículas de esponja, ostracodes, restos fosfáticos, ossículos de ofiuroides e foraminíferos foram registrados basicamente para as

formações Irati e Corumbataí, em São Paulo, e os trabalhos de Almeida (2005) e Tomassi (2009) reportaram ostracodes na porção setentrional da bacia. Desta forma, além de localizados nos estados de São Paulo e Goiás, apenas ostracodes foram estudados taxonomicamente (Sohn & Rocha Campos 1990; Maranhão 1995; Almeida 2005; Tomassi 2009).

Dentre os trabalhos de cunho petrográfico que registraram microfósseis em suas descrições em carbonatos do Grupo Passa Dois, destaca-se a presença de foraminífero aglutinante em camada carbonática de Santo Antonio da Platina (PR) (Rohn 1994), ostracodes, microbivalves, estromatólitos e fragmentos fosfáticos e folhas de licófitas silicificadas em diversas localidades entre os estados do Paraná e São Paulo (Rohn 1994; Maranhão 1995; Hachiro 1996; Lages 2004; Meghlioratti 2006; Sallun Filho *et al.* 2012; Souza 2012). A caracterização de argilas para cerâmica da Formação Corumbataí detectou níveis concentrados de microfósseis tubulares silicificados em algumas minerações próximas de Rio Claro (SP), com interesse micropaleontológico singular (Zanardo *et al.* 2004; Moreno *et al.* 2012).

Os carbonatos exibiram maior granulação no Domínio Central, indicando águas possivelmente mais agitadas, entre Fluviópolis e Joaquim Távora, com presença de alguns, porém raros, foraminíferos aglutinantes ao longo da seção. Uma grande quantidade de ostracodes tem sido recuperada nas fácies de *grainstone* oolítico desta região, incluindo indivíduos ornamentados, com possível afinidade marinha, e estão sendo estudados pertinentemente.

Além destes, quase todas as microfácies apresentaram alguma quantidade de espículas de esponjas, como trabalhos antigos também previam (e.g. Mezzalira 1980). Contudo, tanto a localidade da Pedreira Rio Preto, no Domínio Central, quanto nos afloramentos da Fazenda Lageadinho e da Pedreira Sucal, no Domínio Norte, foi possível ver juntos, espículas de esponjas e glauconita, autigênica na região central, e detrítica no norte. Tal associação pode ser seguramente considerada marinha, e esta interpretação está sendo estendida para outras localidades do Grupo Passa Dois. Ao analisar as imagens apresentadas por Zanardo *et al.* (2004) e Moreno *et al.* (2012), é possível concluir que os fósseis tubulares silicosos ali apresentados tratam-se também de depósitos de espiculititos, e a tubulação interna mencionada, corresponde ao canal axial das espículas.

A presença de estruturas do tipo *cone-in-cone*, que foram reportadas inicialmente por Landim (1966) para camadas da Formação Teresina, podem ser

consideradas formadas em fase diagenética precoce, e indicar ambiente diagenético profundo. Contudo, esse tipo de estrutura não é indicativo por si só de *proxie* ambiental, mas sim que os estratos que apresentam tais estruturas tenham sido submetidos à carga litostática elevada. A ocorrência de fraturas preenchidas por sais observadas nos dois furos de sondagem indica apenas a percolação por fluídos salinos, e não necessariamente relacionados ao ambiente de deposição. O mesmo pode ser aplicado aos reportados por Hachiro (1996), Araújo (2001), Rohn *et al.* (2003a) e Lages (2004).

Quanto à geoquímica, destacam-se os trabalhos de Goulart & Jardim (1982), Araujo (2001) e Souza (2012) que enfocaram a Formação Irati, que possui alto conteúdo de matéria orgânica e interesse econômico tanto pelas rochas carbonáticas quanto pelo potencial gerador e caráter oleígeno de seus folhelhos (Milani *et al.* 2007b). Os níveis de boro medidos em argilominerais por Ramos & Formoso (1976) e Rodrigues & Quadros (1976) sugerem salinidade relativamente elevada para as formações pós-Irati, com ápice no Membro Serrinha. Tais condições corroboram a aridização regional do sistema, e convergem com os dados paleobotânicos (Christiano-de-Souza *et al.* 2014).

Portanto, a ocorrência conjunta de raros espécimes de foraminíferos aglutinantes, glauconita autigênica e espículas de demoesponjas marinhas associada às camadas carbonáticas, leva à conclusão que tal associação deve indicar eventos episódicos de transgressões marinhas dentro do Grupo Passa Dois, como já havia sido aventado por Beurlen (1953) e Mendes (1984), onde foraminíferos e outros microfósseis indicariam conexão esporádica com o mar. Tais eventos devem ter tido seu ápice durante a deposição do Mar Teresina, e a região de afloramentos com tantos níveis de carbonatos interpretados como depósitos de fluxos de tempestade, com ooides muitas vezes mal formados e condições consideravelmente distais podem indicar que a plataforma carbonática ocuparia um espaço hoje erodido na bacia.

Feições de exposição subárea como gretas de contração (e.g. Rohn 2007), e dissolução cárstica nas camadas de microbialitos (Rohn & Fairchild 2015), indicam que os carbonatos biogênicos por sua vez, possam ter se depositado em condições de maior aridez, o que, em alguns casos, pode inclusive propiciar a deposição de sais como pseudomorfos de halita, no caso específico dos romboedros encontrados no domínio norte (Figura 2.1.16G e 16H).

2.1.7.2 Modelo de distribuição de microfácies da Formação Teresina

Uma vez definido que as conexões marinhas foram esporádicas, e que há pelo menos dois tipos genéticos de carbonatos, *shoals* oolíticos e *mounds* microbialíticos (autóctones), e banco de conchas de bivalves e camadas de *grainstones*, *floatstones* e *rudstones* coquinoides a intraclásticos, (alóctones a para-autóctones), propõe-se um modelo de distribuição de microfácies para a Formação Teresina. Os limites litoestratigráficos da Formação Teresina são aproximadamente coincidentes com as biozonas de bivalves *P. illusa – P. neotropica*, e a Fitozona de *Lycopodiopsis derbyi*, o que se reflete numa reconstrução aproximada para Guadalupiano ? (Wordiano ? – Capitaniano ?) da Bacia do Paraná (Figura 2.1.17). Durante este intervalo, estima-se que grande parte da plataforma continental do Gondwana Ocidental possa ter estado submersa, formando um grande mar epêirico, sob clima árido a progressivamente mais seco (Limarino *et al.* 2014).

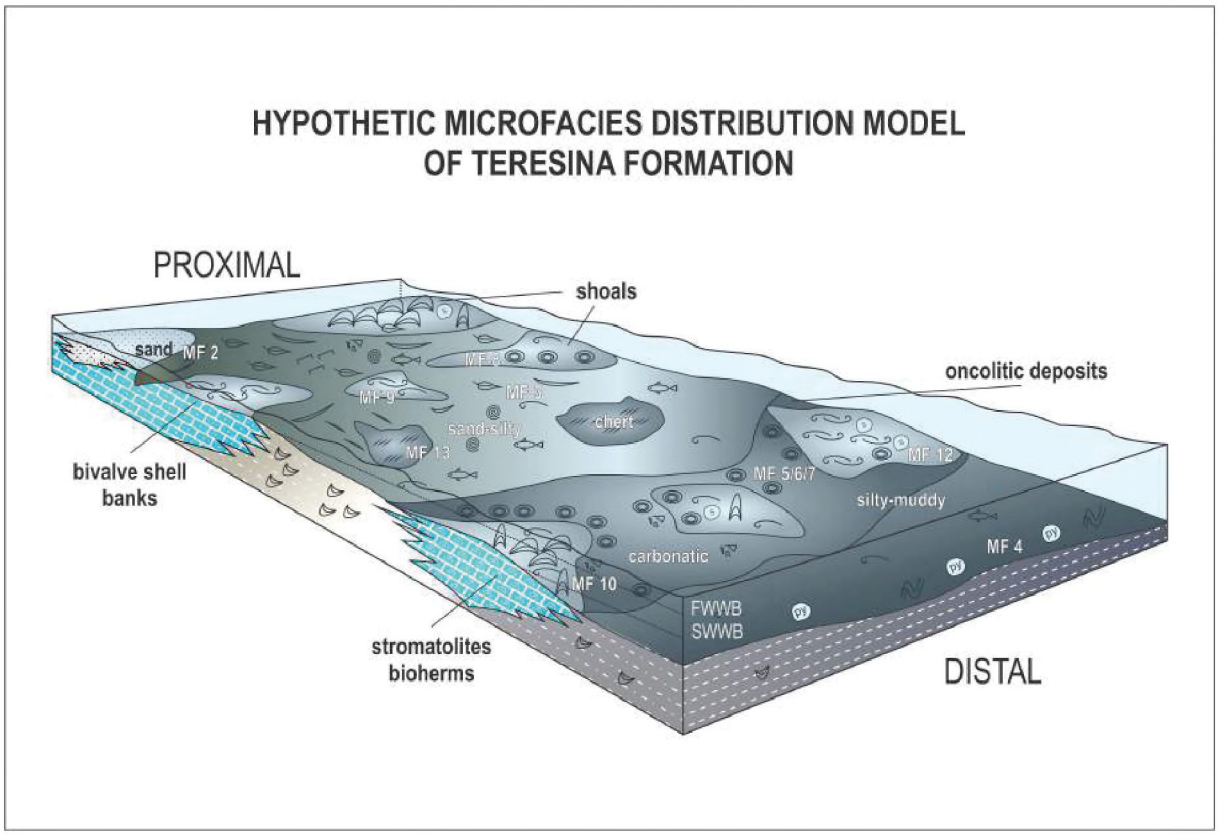
A sedimentação siliciclástica-carbonática mista deve estar relacionada a dois fatores, um sazonal (Landim 1970) e outro eustático, marcado pela subida do nível do mar. Provavelmente durante a deposição em período relativamente quente e úmido conforme dados paleobotânicos (mais detalhes vide Christiano-de-Souza *et al.* 2014), predominava a sedimentação siliciclástica, e à medida que as condições climáticas passavam a mais áridas (Rohn 1994, 2007; Maranhão 1995; Meghlioratti 2006; Méndez Duque 2012), favorecia-se a sedimentação carbonática. Em um ambiente dominado fortemente por ondas de tempestade da Formação Teresina (Rohn 1994; Castro *et al.* 2001, Neves *et al.* 2011; Callefo *et al.* 2015), bivalves, ooides e outros fragmentos de rochas carbonáticas foram transportados para diferentes porções da bacia, conforme, por exemplo, o modelo de distribuição proposto por Fürsich & Oschmann (1993).

Enquanto isso, quando condições de aridez se tornavam extremas, *mounds* estromatolíticos se instalavam coevos a sedimentos ricos em fragmentos de vegetais. Nestes momentos, também de maior estresse ambiental, assembleias de cianobactérias, espongiários e ostracodes proliferaram. Possivelmente a configuração paleoambiental alude à formação de *sabkhas*, assim como também reportado para a Formação Pedra de Fogo, Bacia do Parnaíba, de idade coeva (Saturnino de Andrade *et al.* 2014), nas quais a restrição favorece a proliferação de microbialitos (Myshrall *et al.* 2014). E em condições batimétricas mais profundas,

distais ou abaixo do nível de ação das ondas de tempestade, formavam-se lutitos com baixa oxigenação e condições anóxicas a subóxidas.

Níveis com concentração de espículas de espongiários devem estar relacionados a configurações abaixo do nível de ondas de tempestade (Blomeier *et al.* 2013), em condições anóxicas a subóxidas de modo a propiciar preservação excepcional destes bioclastos.

FIGURA 2.1.17 - MODELO HIPOTÉTICO DE DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES PARA A FORMAÇÃO TERESINA



FONTE: Adaptado de Blomeier *et al.* (2013).

2.1.7.3 Microfácies microbiais e o limite Permiano-Triássico

É notável a ocorrência e dispersão dos microbialitos da Formação Teresina, muito variáveis em formas e tamanhos (Rohn 1994, Meghlioratti 2006; Callefo *et al.* 2015; Rohn & Fairchild 2015). Segundo discutido anteriormente, a proliferação de microbialitos pode ter se dado em momentos de maior aridez e restrição ambiental. Entretanto, também é considerável o aumento da quantidade e variedade de estromatólitos e outros microbialitos próximos ao limite Permiano-Triássico,

relacionados a eventos de extinção (Luo & Reitner 2015; Vennin *et al.* 2015; Fang *et al.* 2016; Adachi *et al.* 2017).

Sabe-se que duas das cinco maiores extinções encontram-se no Permiano, uma no topo do Guadalupiano e outra no topo do Lopingiano (MacLeod 1998; Bond *et al.* 2010; Bond *et al.* 2015). Segundo o arcabouço bioestratigráfico original de Holz *et al.* (2010) e ao adaptado neste trabalho (Figura 2.1.3) estes microbialitos estariam relacionados ao Guadalupiano, e, portanto, à primeira das extinções do Permiano. Fang *et al.* (2016) também constataram que a proliferação de microbialitos coincide com o vulcanismo durante a transição do final do Paleozoico, e Rocha Campos *et al.* (2011) relacionaram o evento vulcânico Choiyoi ao longo de 30 Ma de duração, representado pelo registro de cinzas vulcânicas ao longo de todo o Grupo Passa Dois.

Por outro lado, Canile *et al.* (2016) apresentaram novos dados de idade de zircão detrítico para as formações do grupo, sendo as assembleias mais jovens de zircão detrítico com idades médias de 252 ± 6 Ma para o Membro Morro Pelado, 255 ± 2 Ma para o Membro Serrinha, e 260 ± 4 Ma para a Formação Teresina. Tais idades, além da idade limite superior para o impacto do astroblema de Araguainha, foi revisada para 253.2 ± 3.0 Ma, baseada também em zircões detríticos (Tohver *et al.* 2018). Tohver *et al.* (2018) também relacionam os sismitos presentes na Formação Teresina como coevos ao impacto, o que pode nos fazer refletir que a proliferação de microfácies microbialíticas poderia inclusive estar relacionada ao limite ou próximo ao limite Permiano Triássico, o que merece investigações posteriores.

2.1.8 Conclusões

Através deste estudo foi possível realizar uma série de revisões e recalibração do arcabouço biocronoestratigráfico para o Grupo Passa Dois (Figuras 2.1.2 e 2.1.3). Com base em uma ampla distribuição de amostras ao longo de grande parte da seção aflorante e nos dois furos de sondagem localizados na porção sul da bacia, mitigou-se o problema de que apenas determinadas fácies estavam restritas a determinadas regiões, estando na verdade presentes em uma ampla região, e consistem em treze microfácies principais para as quatro formações

litoestratigráficas deste grupo. Dentre as microfácies, a mais predominante é a de siltitos e heterolitos silto arenosos frequentemente bioturbados, e entre os carbonatos jazem carbonatos autóctones e parautóctones e alóctones.

A presença de microfósseis marinhos, raros foraminíferos aglutinantes e espículas de espongiários com glauconita autigênica, indica que parte das camadas carbonáticas ao menos relaciona-se a eventos episódicos de ingressão marinha, em um grande mar epêirico em condições de clima árido e restrito. Nesta configuração, foi proposto ainda um modelo hipotético de distribuição das treze microfácies conjugando microfácies siliciclásticas e carbonáticas para a deposição das biozonas de *P. illusa – P. neotropica*/Fitozona de *L. derbyi*. Além disso, a profusão de microbialitos na Formação Teresina deve relacionar-se a um dos dois grandes eventos de extinção do Permiano, e as novas datações em zircões detríticos para o Grupo Passa Dois, podem sugerir, inclusive, uma idade mais jovem para este intervalo, talvez próxima ao limite Permiano-Triássico.

Agradecimentos

Os autores agradecem às Profas. Dras. Ana Claudia Dantas da Costa e Silane Aparecida Ferreira da Silva Caminha (UFMT) pelo auxílio de campo em Mato Grosso e Goiás, e os geólogos Jaques Soares Schmidt (Petrobras/Cenpes), Jennyfer Pontes Carvalho Pietsch e Raíssa Cristina Oliveira Fontanelli (UFPR) pelo auxílio com os trabalhos de campo nos estados do Paraná e Santa Catarina. Agradecemos ainda ao Serviço Geológico do Brasil pela liberação de acesso aos furos de sondagem do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná, e coleta de amostras, e em especial aos geólogos Ana Claudia Viero e Jose Leonardo Silva Andriotti (CPRM/Serviço Geológico do Brasil). Ao Tec. Claudio Henrique da Silva e a Dra. Luciane Profs Moutinho pela ajuda com a laminação das amostras.

Referências

ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. C. *Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná Integração Geologia e Avaliação Econômica: Relatório Final*. Porto Alegre: CPRM, 1986 18 v.

ADACHI, N., ASADA, Y., EZAKI, Y., & LIU, J. Stromatolites near the Permian–Triassic boundary in Chongyang, Hubei Province, South China: A geobiological window into palaeo-oceanic fluctuations following the end-Permian extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. *475*, p. 55–69. 2017. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.030

ALMEIDA, C. M. *Taxonomia e paleoecologia de ostracodes do Permiano da Bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil*, 64 p., Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2005.

ANELLI, L.E.; QUAGLIO, F.; WARREN, L.V.; DAVID, J.M.; GIANNINI, P.C.F.; SIMÕES. M.G. Dwarf bivalves from the permian Teresina Formation, Parana Basin,, Brazil: taphonomy, taxonomy and paleoecology of a restricted hypersaline shelly association. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 23, Gramado, RS. P. 187. 2013.

ANJOS, C. W. D. *Fatores condicionantes na gênese dos argilominerais dos folhelhos negros e pelitos associados da Formação Irati no Norte da Bacia do Paraná*, 129 p., Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2008.

ARAÚJO, L. M. *Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências Irati*, 2v, 301f. Tese (Doutorado em Geociências), UFRS, Porto Alegre/RS, 2001.

BEURLEN, K. Considerações sobre alguns lamelibrânquios das Camadas Terezina no Paraná. *Boletim DNPM*, n. 142, 44 pp. 1953.

BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. [org.]. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.* CPRM, Brasília, 2003. 692 p.

BLOMEIER, D., DUSTIRA, A.M., FORKE, H. & SCHEIBNER, C. Facies analysis and depositional environments of a storm-dominated, temperate to cold, mixed siliceous–carbonate ramp: the Permian Kapp Starostin Formation in NE Svalbard. *Norwegian Journal of Geology*, v. 93, p. 75–93. 2013.

BOND, D. P. G., & GRASBY, S. E. On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.11.005

BOND, D. P. G., HILTON, J., WIGNALL, P. B., ALI, J. R., STEVENS, L. G., SUN, Y., & LAI, X. The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans. *Earth-Science Reviews*, v. 102, n. 1–2, p. 100–116. 2010. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.004

BOND, D. P. G., WIGNALL, P. B., JOACHIMSKI, M. M., SUN, Y., SAVOV, I., GRASBY, S. E., BLOMEIER, D. P. G. An abrupt extinction in the Middle Permian (Capitanian) of the Boreal Realm (Spitsbergen) and its link to anoxia and

acidification. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 127, n. 9–10, p. 1411–1421. 2015. https://doi.org/10.1130/B31216.1

BURNE, R. V. & MOORE, L. S. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*, v. 2, n. 3, p. 241-254. 1988.

CALLEFO, F., RICARDI-BRANCO, F., GALANTE, D., RODRIGUES, F. . Esteiras microbianas da Formação Teresina, em Taguaí (SP) Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná. *Terræ*, v. 12, n. 1-2, p. 27-35. 2015.

CAMPANHA, V.A. Ocorrência de braquiópodes inarticulados na Formação Irati, no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n. 1, p. 115-116. 1985.

CAMPANHA, V. A.; ZAINE, M. F. Foraminíferos da Formação Irati. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, 1989, Curitiba. Resumo das Comunicações. Curitiba, SBP, 1989. p. 38.

CANILE, F. M.; BABINSKI, M.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. *Gondwana Research*, v. 40, p. 142-169. 2016.

CASTRO, J. C.; ROHN, R.; CASTRO, M. R.; TOLEDO, C. E. V. Camadas de tempestito grosso (coarse grained storm beds): exemplos do Permiano da bacia do Paraná. *Rem, Rev. Esc. Minas*. v. 54, n. 3, p.179-184. 2001.

CHRISTIANO DE SOUZA, I.C.; RICARDI-BRANCO, F.; SILVA, A. M.; EL DASH, L. G.; FARIA, R. S. New approach for the study of paleofloras using geographical information systems applied to Glossopteris Flora. *Brazylian Journal of Geology*, v. 44, n. 4, p. 681-689. 2014.

CUNHA, P. R. C. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 207-2016, maio/nov. 2007.

CUNHA, P. R. C.; MELO, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 227-252, maio/nov. 2007.

DERBY, O. A Geologia da região diamantífera da província do Paraná. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro**,** v. 3, p. 89-96, 1878.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A Late Devonian reeftract on northeastern Banks Islands, Northwet Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781, 1971.

FANG, Q.; HONG, H.; CHEN, Z.-Q.; et al. Microbial proliferation coinciding with volcanism during the Permian–Triassic transition: New, direct evidence from volcanic ashes, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 474, p. 164–186, 2017.

FARIA, R. S. *Licófitas guadalupianas da Bacia do Paraná: novos dados morfoanatômicos*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 88 pp. 2009.

FARIA, R. S.; RICARDI-BRANCO, R.; CHRISTIANO DE SOUZA, I. C. Permian *Leonardosia* organic oospores from Southern Brazil. *Palaeontology*, v. 56, n. 4, p. 797-805. 2013.

FOLK, R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, 1980, 184 pp.

FÚLFARO, V. J. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. *Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM-DGM, Rio de Janeiro. Boletim*, v. 254, 83p. 1970.

FÚLFARO, V. J.; LANDIM, P. M. B. Stratigraphic Sequences of the intracratonic Paraná Basin. *Newsletters on Stratigraphy*, Stuttgart, v. 4, n. 3, p. 150-168, 1976.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

FÜRSICH, F. & OSCHMANN, W. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society*, v. 150, n. 1, p. 169-185. 1993.

GAMA JR., E.; BANDEIRA JR., A. N.; FRANÇA, A. B. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozoicas na parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 578-589, 1982.

GHILARDI, R.P. & SIMÕES, M.G. Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rasto), Neopermiano, invertebrados tipicamente dulcícolas? *Pesquisas em Geociências*, n. 29, v. 1, p. 91-99. 2002.

GORDON JR., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, *Not. Prel. Est.*, v. 38, p. 20, 1947.

GOULART, E. P.; JARDIM, N. S. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: (Ed.). *Geologia da Bacia do Paraná - reavaliação da pontecialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: Paulipetro/CESP/IPT, 1982. p.41-74.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; MENEGAT, R.; et al. Geochronological data from the Faxinal coal succession, southern Paraná Basin, Brazil: A preliminary approach combining radiometric U-Pb dating and palynostratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, n. 2, p. 246–256, 2008.

HACHIRO J. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná.* Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196 p. 1996.

HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P. A.; IANNUZZI, R.; ROHN, R. 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*, v. 29, n. 2, p. 381–399, 2010.

LAGES, L. C. *A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR)*. 105f, Dissertação (Mestrado em Geociências), UNESP, Rio Claro/SP, 2004.

LANDIM, P. M. B. Estrutura de "cone em cone" e nódulos calcários da Formação Estrada nova (Permiano). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 15, n. 2, p. 33-41. 1966.

LANDIM, P. M. B. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). *Boletim do DNPM*, n. 252. 122 pp. 1970.

LAVINA, E.L.: *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná.* Porto Alegre, Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v., 333p., 81 figs. 1991.

LAYA, J. C. & TUCKER, M. Petroleum potential of Permian carbonates in northern South America. In C. Bartolini and P. Mann, (eds.), *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*: AAPG. Memoir 108, p. 471–498. 2015.

LIMARINO, C. O.; CÉSARI, S. N.; SPALLETTI, L. A.; et al. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, v. 25, n. 4, p. 1396–1421, 2014.

LOGAN, B. W.; REZAK, R.; GINSBURG, R. N. Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *The Journal of Geology*, v. 72, n. 1, p. 68–83, 1964. The University of Chicago Press.

LUCAS, S. G.; SHEN, S.-Z. The Permian timescale: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 450, 2017.

LUO, C.; REITNER, J. "Stromatolites" built by sponges and microbes – a new type of Phanerozoic bioconstruction. *Lethaia*, v. 49, n. 4, p. 555–570, 2015.

MACLEOD, N. Impacts and marine invertebrate extinctions. Geological Society, London, *Special Publications*, v. 140, n. 1, p. 217 LP – 246, 1998.

MARANHÃO, M. S. A. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico.* 2v, Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

MARANHÃO, M. S. A & PETRI, S. *Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico*, v. 17, n. 1/2, p. 33-53, jan/dez. 1996.

MATOS, S. A.; WARREN, L. V.; VAREJÃO, F. G.; ASSINE, M. L.; SIMÕES, M. G. Permian endemic bivalves of the "Irati anoxic event", Paraná Basin, Brazil: Taphonomical, paleogeographical and evolutionary implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 469, p. 18–33, 2017.

MEGHLIORATTI, T. *Estratigrafia de sequências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo.* 132p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2006.

MENDES, J.C. Considerações sobre a estratigrafia e a idade da Formação Estrada Nova. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr.*, Univ. S. Paulo, 50 (Geol. 2), p. 27-34. 1945.

MENDES, J. C. A Formação Corumbataí na região de do Rio Corumbataí: estratigrafia e descrição de lamelibrânquios. Fac. Fil. Ciên. Letras, USP, *Bol.* 145 (Geol. 08), p. 1-119. 1952.

MENDES, J. C. The Passa Dois Group (The Brazilian Portion of the Paraná Basin). In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology.* Curitiba, Cons. Nac. Pesq., Centro Invest. Gondwana, Inst. Geol. (UFP), Comis.Carta Geol. Paraná, p.199-166. 1967.

MENDES, J. C. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 5, n. ½, p. 15-24. 1984.

MÉNDEZ DUQUE, J. *Fácies carbonáticas da Formação Teresina na Borda Centro-Leste da Bacia do Paraná.* Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 82 pp. 2012;

MEZZALIRA, S. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 15-34. 1980.

MILANI, E. J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Ocidental*. 1997. (PhD). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MILANI, E. J.; DE WIT, M. J. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, n. 1, p. 319 LP – 342, 2008.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. A.; MEDEIROS, R. Á. Roteiros geológicos: Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 135-162, 2007b.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G. D.; SOUZA, P. A. D.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007a.

MORENO, M. M. T.; ZANARDO, A.; ROCHA, R. R.; DEL ROVERI, C. Matéria-prima da formação Corumbataí na região do pólo cerâmico de Santa Gertrudes, SP, com características naturais para fabricação de argila expandida. *Cerâmica* (São Paulo. Impresso), v. 58, p. 342-348, 2012.

MORI, A. L. O.; DE SOUZA, P. A.; MARQUES, J. C.; LOPES, R. DA C. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2, p. 654–669, 2012.

MYSHRALL, K. L.; DUPRAZ, C.; VISSCHER, P. T. Patterns in Microbialites Throughout Geologic Time: Is the Present Really the Key to the Past? BT - Experimental Approaches to Understanding Fossil Organisms: Lessons from the Living. In: D. I. Hembree; B. F. Platt; J. J. Smith (Orgs.); p.111–142, 2014. Dordrecht: Springer Netherlands.

NEVES, J.; DAVIES, R.; SIMÕES, M. Tafonomia de tempestitos conchíferos amalgamados da formação Teresina em Rio Preto (Estado do Paraná, Permiano

médio, Bacia do Paraná) e suas implicações paleoambientais. *Geologia USP. Série Científica*, v. 11, n. 3 SE - Artigos, 2011.

NEVES, J. P.; ANELLI, L. E.; SIMÕES, M. G. Early Permian post-glacial bivalve faunas of the Itararé Group, Paraná Basin, Brazil: Paleoecology and biocorrelations with South American intraplate basins. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 52, p. 203–233, 2014.

NOMURA, S. F.; SAWAKUCHI, A. O.; BELLO, R. M. S.; et al. Paleotemperatures and paleofluids recorded in fluid inclusions from calcite veins from the northern flank of the Ponta Grossa dyke swarm: Implications for hydrocarbon generation and migration in the Paraná Basin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 52, p. 107–124, 2014.

OLIVEIRA-BABINSKI, M. E. C. & RÖSLER, O. Licófitas de fluviópolis (Permiano superior) no sul do Estado do Paraná. *Boletim do IG-USP*, v. 15, p. 84-89. 1984.

PAULIPETRO. Resultado Final das Análises do Poço Piratiniga nº (1-PA-01-SP). Relatório Técnico RT 028/81. 20p. 1981.

RAGONHA, E. W. & SOARES, P. C. Ocorrência de carófitas fósseis na Formação Estrada Nova em Anhembi-SP. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre, SBG, *Anais*, 2:271-275.

RAMOS, A.N.; FORMOSO, M.L.L. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, n. 1, p. 15-42. 1976.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A.; NUTMAN, A. P.; et al. 30million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, v. 19, n. 2, p. 509–523, 2011.

RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. 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, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2, p. 351-379.

ROHN, R. *Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na Borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná)*, 225P, Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1988.

ROHN, R. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.* 2v, 386p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1994.

ROHN, R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). *In:* MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. (eds.). *Correlação de sequências Paleozoicas Sul-Americanas.* Ciência-Técnica- Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 20: p. 209-218. 2001.

ROHN, R. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. Problems in Western Gondwana Geology I *Extended Abstracts*, Gramado, p. 151-157. 2007.

ROHN, R. & FAIRCHILD, T. R. Microbilitos do Grupo Passa Dois, Permiano Inferior-Médio, Bacia do Paraná, estados de São Paulo e Paraná. In: FAIRCHILD et al. (eds.): Microbialitos do Brasil – do Pré-Cambriano ao Recente. Unespetro, Obra 2. p. 271-317. 2015.

ROHN, R.; LAGES, L. C.; PENATTI, J. R. P. Litofácies da Formação Irati no furo de sondagem FP-01-PR (Permiano, Borda Leste da Bacia do Paraná). *In*: *Resumos do 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás,* Rio de Janeiro/RJ, CD-Rom (6 p.), 2003a.

ROHN, R.; LOURENÇO, A. T. A.; MEGLHIORATTI, T. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP-23-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). *In*: *Resumos do 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás,* Rio de Janeiro/RJ, p 40, CD-ROM (6 p.), 2003b.

SALLUN FILHO, W.; GHILARDI, R.P.; SILVA e SILVA, L. H.; HACHIRO, J. Permian stromatolites associated with bivalve coquina beds - Angatuba, SP, Brazil (Teresina Formation, Paraná Basin). *Palaeontologia Electronica*, v. 15, p. 1-16, 2012.

SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline of south Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa**,** v. 44, n. 8, p. 1316-1370, 1960.

SANTOS, R. V.; SOUZA, P. A.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; OLIVIERA, C. G.; ARAUJO, L. M. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from de Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* v. 9, n. 4, p. 456-463. 2006.

SATURNINO DE ANDRADE, L.; NOGUEIRA, A. C. R.; SILVA JR., J. B. C. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. *Geologia USP – Série Científica*, v. 14, p. 39-60. 2014.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMASSI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**:** 41-65 p. 1974.

SEPKOSKI JR., J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global databases. In: WALLISER, O.H. (Ed.), Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer-Verlag, Berlin, pp. 35–51.

SIMÕES, M. G.; DAVID, J. M.; ANELLI, L. E.; KLEIN, C.; MATOS, S. A.; GUERRINI, V. B.; WARREN, L. V. The Permian Tiaraju bivalve assemblage, Passa Dois Group, southern Brazil: biostratigraphic and paleobiogeographic significance. *Brazilian Journal of Geology*, v. 47, n. 2, p. 209-224. 2017.

SOARES, P. C. *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles*. 1992. 148 p (Tese para provimento da vaga de Professor Titular). Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

SOHN, I.G.; ROCHA CAMPOS, A.C. Late Paleozoic (Gondwana) ostracodes in the Corumbataí Formation, Paraná Basin, Brazil. *Journal of Paleontology*, n. 64, v. 1, p. 116-128. 1990.

SOUZA, M. C. *Litofácies, geoquímica inorgânica e quimioestratigrafia das rochas carbonáticas do Membro Assistência da Formação Irati – Permiano da Bacia do*

Paraná. 231 p, Dissertação (Mestrado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2012.

SPERANZA, A. & CALZONI, G. L. *Atlas de la structure des plantes*. Belin, 2005. 223 pp.

STANLEY, S.M. Estimates of the magnitudes of major marine mass extinctions in earth history. *Proc. Natl. Acad. Sci.* U. S. A. 113, E6325–E6334. 2016.

TABOADA, A. C.; NEVES, J. P.; WEINSCHÜTZ, L. C.; PAGANI, M. A.; SIMÕES, M. G. *Eurydesma–Lyonia* fauna (Early Permian) from the Itararé group, Paraná Basin (Brazil): A paleobiogeographic W–E trans-Gondwanan marine connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 449, p. 431–454, 2016.

TAVARES. M. V.; ROHN, R.; MERLOTTI, S. Caules permineralizados de *Tietea* e *Psaronius* na Bacia do Paraná (Formação Corumbataí, Permiano). *Pesquisas em Geociências*, v. 38, n. 2, p. 114-131. 2011.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; MORETTI JR., P. A.; D'AVILLA, R. S. F.; SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-30, nov/mai. 2010.

TOHVER, E.; LANA, C.; CAWOOD, P. A.; et al. Geochronological constraints on the age of a Permo–Triassic impact event: U–Pb and 40Ar/39Ar results for the 40km Araguainha structure of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 86, p. 214–227, 2012.

TOHVER, E.; SCHMIEDER, M.; LANA, C.; et al. End-Permian impactogenic earthquake and tsunami deposits in the intracratonic Paraná Basin of Brazil. *GSA Bulletin*, v. 130, n. 7-8, p. 1099–1120, 2018.

TOMASSI, H, Z. *Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil*, 90p., Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2009.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-264, maio/nov. 2007.

VENNIN, E.; OLIVIER, N.; BRAYARD, A.; BOUR, I.; THOMAZO, C.; ESCARGUEL, G.; FARA, E.; BYLUND, K. G.; JENKS, J. F.; STEPHEN, D. A.; HOFMANN, R. Microbial deposits in the aftermath of the end-Permian mass extinction: A diverging case from the Mineral Mountains (Utah, USA). *Sedimentology*, v. 62, p. 753-792. 2015.

WHITE, I. C. *Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil.* Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**:** 300 p. 1908.

ZÁLAN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba. v. 1, p. 441-477 p. 1987.

ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T.; DEL ROVERI, C.; MASSON, M. R.; BERNARDES, E. S. Petrografia da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro-SP. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004, Araxá - MG. Anais..., 2004. v. 1. p. T344-T344.

2.2 ESPONJAS FÓSSEIS PERMIANAS DO GONDWANA OCIDENTAL: EVIDÊNCIAS DE CONEXÃO MARINHA E ELEVADA SATURAÇÃO EM SÍLICA EM MAR EPÊIRICO, BACIA DO PARANÁ, BRASIL[2]

PERMIAN FOSSIL SPONGES FROM WESTERN GONDWANA: MARINE CONNECTION AND HIGH LEVELS OF SILICA SATURATION ON AN EPEIRIC SEA, PARANÁ BASIN, BRAZIL

CHRISTIANO NG[1], MARIA DA SAUDADE ARAUJO SANTOS MARANHÃO[2], CRISTINA SILVEIRA VEGA[3]

1 – Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, Curitiba (PR); 2 – Instituto Geológico, Secretaria Estadual do Meio Ambiente, São Paulo (SP); 3 – Departamento de Geologia, UFPR, Curitiba (PR)

c.ng@ufpr.br, mmaranhao@sp.gov.br, cvega@ufpr.br

[2] Manuscrito do trabalho a ser submetido a Scientific Reports

RESUMO

Fragmentos de espongiários possuem uma ampla distribuição temporal, e foram registrados do Neoproterozoico ao Recente. Durante o Neopaleozoico, com o colapso de muitos grupos fósseis construtores de recifes, as esponjas ocuparam seus nichos ecológicos e prosperaram em muitas localidades. A investigação micropaleontológica das unidades que constituem o Grupo Passa Dois identificou três tipos de acumulações de espongiários relatados aqui. Mais de 300 lâminas petrográficas foram analisadas com microscopia de luz polarizada, e algumas selecionadas para observação em microscópio laser confocal para determinar características particulares. Espículas de esponjas foram encontradas principalmente como megascleras isoladas, dentro de bioconstruções e formando esqueletos sólidos em *cherts*. Três localidades foram selecionadas para exemplificar cada modo de preservação, respectivamente: Pedreira de Rio Preto, Pedreira Sucal e Afloramento Fazenda Lageado, ambas inseridas em uma sucessão mista carbonato-siliciclástica, onde os fragmentos de espongiários ocorrem cimentados por carbonatos ou sílica. A análise das microfácies dessas localidades revelou: i) Pedreira de Rio Preto: contém várias sucessões mistas carbonato-silicilicilástico com camadas de espículas. Estas camadas possuem um arcabouço de espículas e encontram-se cimentadas por esparita. As megascleras são principalmente oxeas monaxiônicas diactinais lisas a microespinhosas, e às vezes apresentam formas de raízes. Os tamanhos variam de 250 a 1000 µm e o diâmetro médio é 60 µm. A maior parte das espículas apresentam canal axial visível com filamento proteico bem preservado. Glauconita preenche o canal axial e substitui parcialmente as espículas. ii) Pedreira Sucal: espongiários ocorrem associados a estromatólitos, formando estruturas com forma de palma, com abundantes megascleras monaxônicas, com 300 a 600 µm de tamanho e 35 µm de diâmetro médio. Ocorre glauconita peloidal e silicificação parcial. iii) Afloramento Fazenda Lageado: camadas de *chert* com esqueletos de esponjas bem preservados. A rocha encaixante é um arenito quartzoso que contém as esponjas, cujos tamanhos variam de 1,5 mm a 2 mm. O espaço interespicular contém restos dérmicos, confirmados por análise confocal. A textura esponjocelular é composta principalmente por microscleras de menor tamanho (20 µm de diâmetro médio), e morfologia irregular a esférica (endosqueleto esferulítico). Esta variedade de depósitos com preservação excepcional de espículas do Grupo Passa Dois confirma uma fase de eodiagênese associada à remobilização da sílica amorfa ($SiO_2.nH_2O$) do esqueleto de esponjas silicosas que provavelmente foram pouco ou não transportadas, no caso das espículas isoladas. A literatura associa o contexto ambiental a condições de águas rasas de alta energia. Ondas de tempestade podem ser o principal processo de transporte dessas espículas. A morfologia, forma e estrutura dos restos de esponjas pode ser relacionada à Ordem Haplosclerida como previamente atribuído, típica de ambientes marinhos como corroborado pela presença de glauconita.

Palavras-chave: Petrografia, Demoesponjas, Microfósseis

ABSTRACT

Sponge remains have a wide temporal distribution, and they have been recovered from Neoproterozoic deposits to Recent. During the Neopaleozoic, with the collapse of many reef-building fossil groups, the sponges had occupied their niches and flourished at many sites. The micropaleontological investigation of Passa Dois Group units identified three types of sponge accumulations that will be reported here. More than 300 thin sections were analyzed on a polarized light microscopy, and selected ones with a confocal laser scan microscope to determine particular features. Sponge spicules were found mainly as loose megascleres, inside build-ups and as solid siliceous skeletons in cherts. We choose three localities to example each preservation mode, respectively: Rio Preto Quarry (UTM coordinates 22J 525.29 km E, 7176.88 km N), Sucal Quarry (UTM 22K 234.64 km N, 81255.04 km E), and Fazenda Lageado Outcrop (UTM 22K 388.18 km N, 8066.75 km E). The first locality is the younger, positioned at lower *Pinzonella neotropica* Zone, from Teresina Formation, and the other two, at upper *Mesosaurus brasiliensis* Zone, from Irati Formation, both inserted in a mixed carbonate-siliciclastic succession, where the sponges remains occurs cemented by carbonates or silica. The microfacies analysis of these localities revealed: i) Rio Preto Quarry: contains several mixed carbonate-silicilastic succession with layers of spiculites. These layers have a spicule framework and are cemented mainly by spar. The megascleres are mainly smooth to microspined diactinal monaxon oxeas, and sometimes show root-like forms. The sizes vary from 250 to 1000 µm and the main diameter is 60 µm. The most part of spicules contains the axial canal and the well-preserved proteinaceous filament lodged in it. Glauconite fills the axial canal and replaces partially the spicules. ii) Sucal Quarry: sponge remains occurs associated with stromatolites, forming palmate-shape structures, with abundant monaxon megascleres, with 300 to 600 µm of size and 35 µm of main diameter. Peloidal glauconite also is present and the silicification of the layer is strong. iii) Fazenda Lageado Outcrop: chert layers held well preserved sponge skeletons. The surround rock is a quartz sandstone bearing the sponges, whose sizes vary from 1.5 mm to 2 mm. The interspicular space contains dermal remains, confirmed by confocal analysis. The spongocoel texture is mainly composed by microscleres with minor size (20 µm of main diameter), and an irregular to spherical morphology (spherulitic endoskeleton). This variety of well-preserved spicules deposits of Passa Dois Group confirms an eodiagenesis phase associated with the remobilization of amorphous silica ($SiO_2.nH_2O$) of sponge siliceous skeleton and probably they are partially transport in the case of loose spicules. The literature associated the environmental context to a shallow high-energy water setting. The storm waves may be the main process of transport of these spicules. The morphology, shape and structure of the sponges remains could be attributed them to the Order Haplosclerida as associated previously, from marine environments as indicated by the associated glauconite grains.

Keywords: Petrography, Demosponges, Microfossils.

2.2.1 Introdução

Espículas de espongiários foram reportadas para as unidades do Grupo Passa Dois há longa data (e.g. Amaral; 1967, 1971; Fúlfaro 1967, 1970; Mezzalira 1980) e segundo as constatações bioestratigráficas propostas para o grupo (Fúlfaro 1967; Mezzalira 1980), sua ocorrência parece apresentar um registro contínuo e uniforme desde o Grupo Itararé.

Todavia, há diversas controvérsias ambientais em torno desta sucessão neopaleozoica, relacionada com a perda de conexão com o Oceano Panthalassa e progressiva continentalização do sistema (Capítulo 2.1). Neste âmbito, foi concluído que a conexão marinha ao longo da deposição do Grupo Passa Dois ocorreu de fato, e os autores interpretaram-as como episódicas. A base para esta interpretação se deu por vários fatores, entre os quais a presença de espículas de espongiários, reconhecidos pela análise de microfácies, e associados inclusive com glauconita autigênica. Ng *et al.* (in prep.) reconheceram diversas novas ocorrências de espículas de espongiários, e entre as quais, três localidades com preservação excepcional, abrangendo diferentes modos de preservação (Figuras 2.2.1 e 2.2.2).

A posição bioestratigráfica estimada para as localidades relaciona duas delas, na borda setentrional da Bacia do Paraná, municípios de Alto Garças (MT) e Perolândia (GO), à Zona de *Mesosaurus brasiliensis* (*sensu* Mezzalira 1980); e a terceira, à Zona de *Pinzonella neotropica* e à Fitozona de *Lycopodiopis derbyi* (Rohn 1994; Christiano-de-Souza *et al.* 2012; Faria *et al.* 2013), no município de Irati (PR). As duas primeiras correspondem litoestratigraficamente à Formação Irati, e a terceira a ocorrências dentro da Formação Teresina.

A caracterização da variedade morfológica e de tipo de preservação destas localidades definiu que estes microfósseis encontram-se na forma de espículas isoladas, associados a microbialitos, ou preservados *in situ*, na forma de esqueletos sólidos e em *chert* de espiculititos, inclusive com preservação de películas dermais. As associaçãoes reconhecidas por microfácies muito se assemelham àquelas recuperadas pelos processamentos micropaleontológicos padrão, como muito bem documentado por Maranhão (1995) e Maranhão & Petri (1996), cujas características taxonômicas podem ser diretamente relacionadas, e, portanto, conjugando ambas ocorrências dentro do grupo das demoesponjas, Ordem Haplosclerida.

Além disso, a presença destas ocorrências implica em uma série de discussões paleoambientais. No final do Permiano, duas grandes extinções são reconhecidas por terem impactado na extinção de quase toda a fauna e flora continental e marinha da época (Retallack *et al.* 2006; Bond *et al.* 2010; Schneebeli-Hermann 2012; Bond *et al.* 2015; Lau *et al.* 2016). Nesta grande crise biótica, várias mudanças ecológicas aconteceram, como uma proliferação generalizada de microbialitos (e.g. Adachi *et al.* 2017).

Neste contexto, espongiários foram diretamente afetados pela extinção e alguns grupos, como as esponjas calcárias (Finks 2010), passaram por extinções massivas ou adaptações biológicas relativas à biomineralização. Luo & Reitner (2015) verificaram também que a associação de microbialitos e espongiários pode ter sido muito mais comum do que se acreditava, e nossos dados parecem corroborar isto.

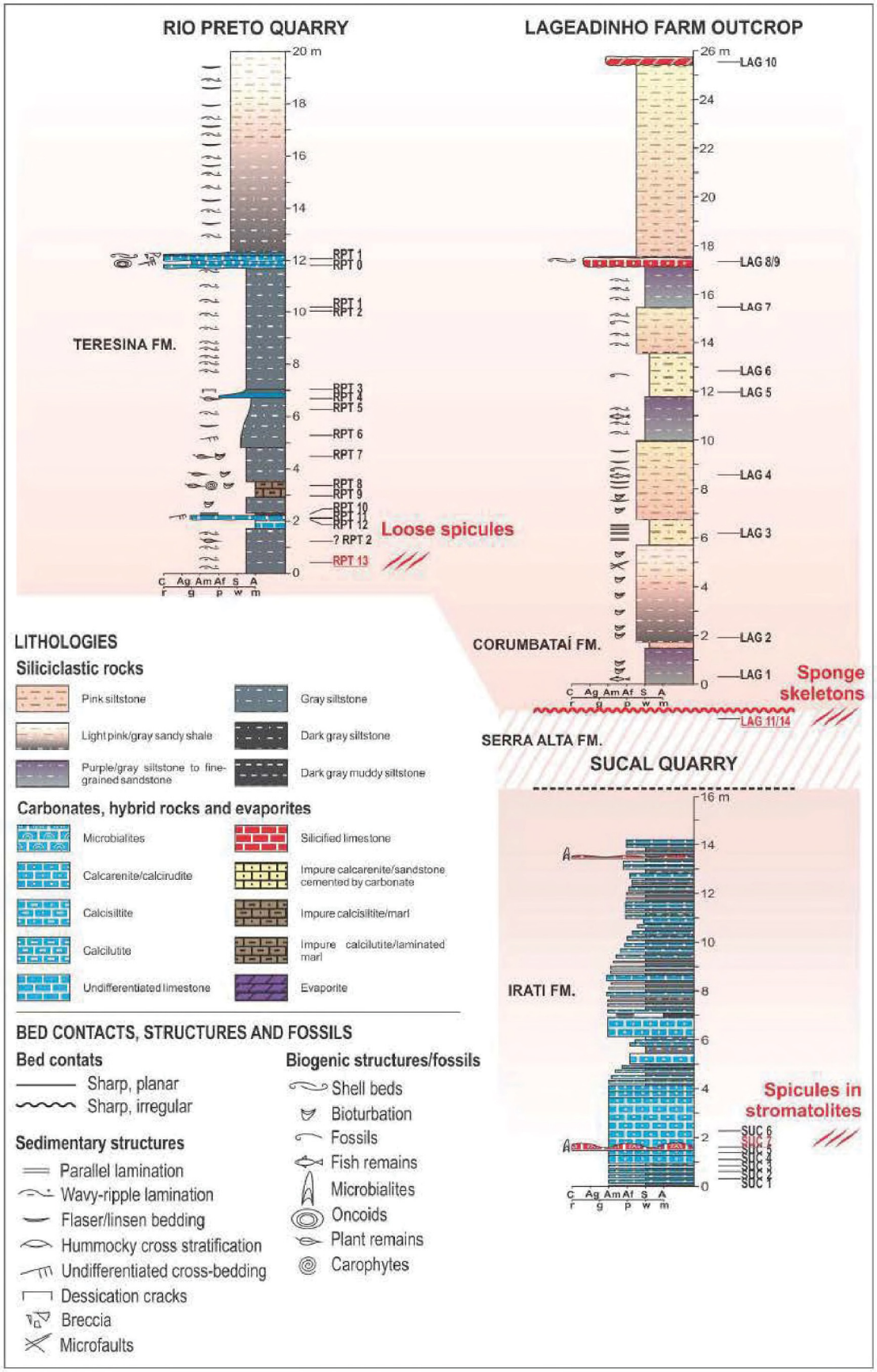
Assim, este trabalho apresenta os resultados de estudos petrológicos e tafonômicos em esponjas permianas do Grupo Passa Dois em três localidades (Figura 2.2.2) e mostra as implicações da presença dessas esponjas na história sedimentar e paleoambiental dessas áreas, além de comentar a possível relação deste grupo com o limite Permiano-Triássico.

FIGURA 2.2.1 - MAPA DAS LOCALIDADES COM PRESERVAÇÃO EXCEPCIONAL DE ESPÍCULAS DE ESPONGIÁRIOS NO GRUPO PASSA DOIS



FONTE: Base cartográfica de Natural Earth <http://www.naturalearthdata.com> e Bizzi *et al.* (2003).

FIGURA 2.2.2 - SEÇÕES COM PRESERVAÇÃO EXCEPCIONAL DE ESPONJAS



FONTE: O autor (2019).

2.2.2 Resultados

2.2.2.1 Análise de microfácies

Zona de Pinzonella neotropica/ Fitozona de Lycopodiopis derbyi (Guadalupiano ?)

Pedreira Rio Preto (Irati, PR)

A pedreira Rio Preto localiza-se no município de Irati (PR), e conta com uma frente de lavra exposta de aproximadamente 20 m com rochas da Formação Teresina (Figura 2.2.2). Sua porção inferior é composta basicamente por heterolitos silto-argilosos com laminação *wavy*, interrompidos por camadas centimétricas de margas e calcarenitos. A camada carbonática basal (~2 m) e a superior (~12 m) apresentam microestratificações, e essa última foi estudada por Rohn (1994) e detalhada por Neves *et al.* (2011), e contem os bivalves *Pinzonella neotropica, Jacquesia elongata, Pyramus anceps,* característicos da Biozona de *Pinzonella neotropica*, além de *Ferrazia cardinalis*, mais típica da Biozona de *Pinzonella illusa*. Fora isso, Neves *et al.* (2011) também identificaram microfilos de licófitas, e outros grãos retrabalhados nessa camada. Análises microfaciológicas complementares identificaram foraminíferos aglutinantes e fragmentos de estromatólitos colunares nesse pacote (Capítulo 2.1).

Na porção basal da pedreira (~1 m) ocorre camada com abundantes briófitas, *Capimirinius riopretensis* e *Yguajemanus yucapirus* (Christiano-de-Souza *et al.* 2012), e em diversos níveis da pedreira, entre a base e a camada coquinoide superior, oósporos de carófita carbonificados (Faria *et al.* 2013; Capítulo 2.1).

Neste contexto, várias camadas com espículas de esponjas isoladas foram identificadas, e serão detalhas a seguir.

- Espículas isoladas

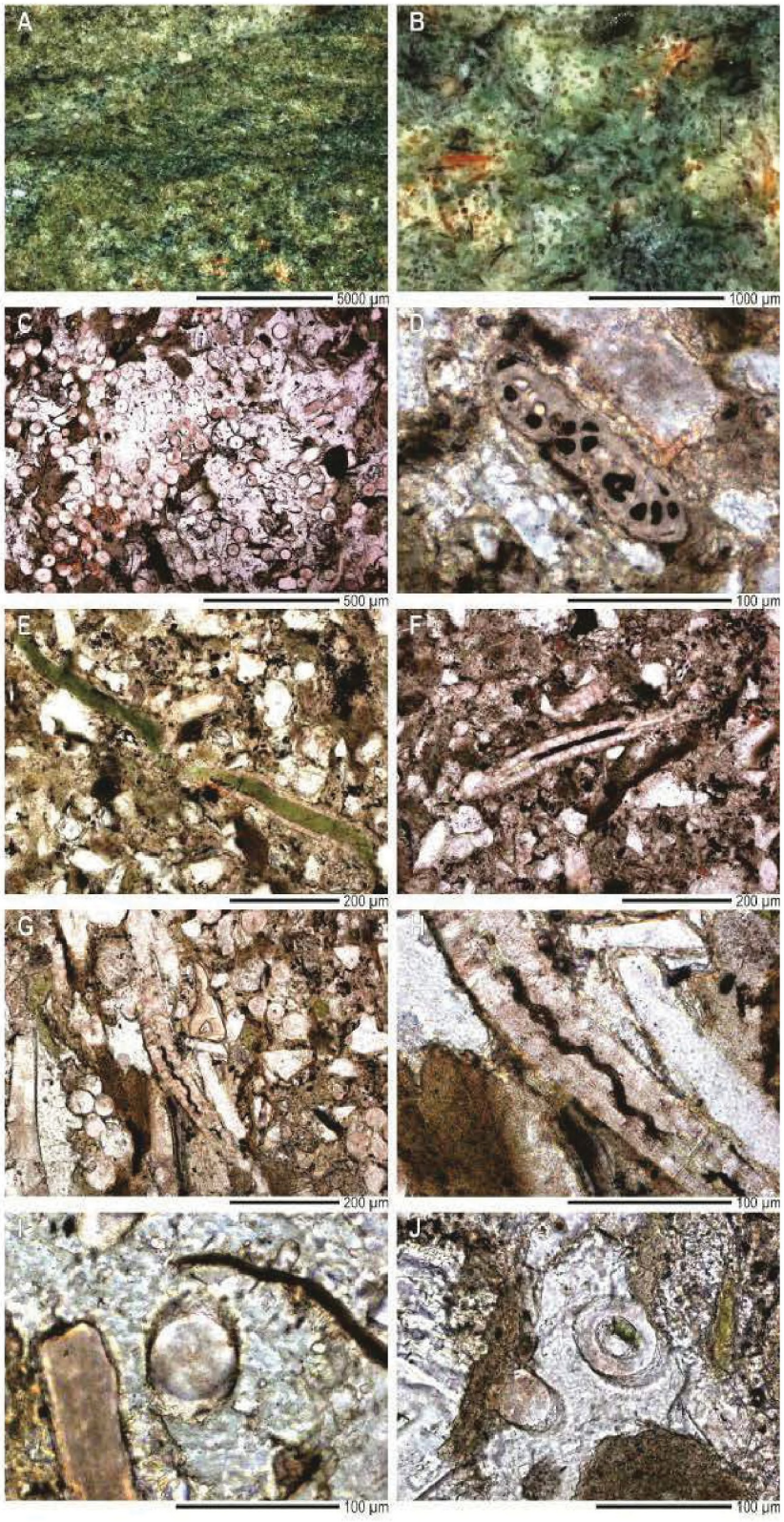
Neste afloramento, várias camadas margosas apresentam coloração verde-alaranjada e microlaminação cruzada (Figuras 2.2.3A e B) e textura arenosa. Ao microscópio estereoscópico a textura arenosa reflete a concentração de espículas, megascleras monoaxiônicas de demoesponjas, silicosas, e a coloração se dá pela presença de glauconita e argilominerais cloritoides.

As espículas foram observadas em lâminas petrográficas, onde exibem seções transversais e longitudais, formando arcabouço concentrado e cimentado por calcita pura e calcita ferrosa (Figura 2.2.3C). Além das espículas monoaxiônicas ocorrem microestrôngilos de esponjas, em formato elipsoidal, 120 µm de comprimento e estruturas celulares internas preservadas (Figura 2.2.3D).

A maior quantidade de espículas refere-se a megascleras monoaxiônicas lisas, diactinais, e algumas em forma de raiz, cujo tamanho varia de 250 a 1000 µm, e diâmetro médio de 60 µm. Em vista longitudinal, a maior parte delas apresenta o canal axial preservado (Figuras 2.2.3E-J), sendo que ele pode ter permanecido vazio, preenchido por glauconita (Figura 2.2.3E), ou em alguns casos preservar o filamento proteico em seu interior (Figuras 2.2.3F-H, 2.2.4).

Quanto às ornamentações da parte das espículas, em vista oblíqua e transversal é possível perceber que parte delas comporta microespinhos (Figuras 2.2.3I-J).

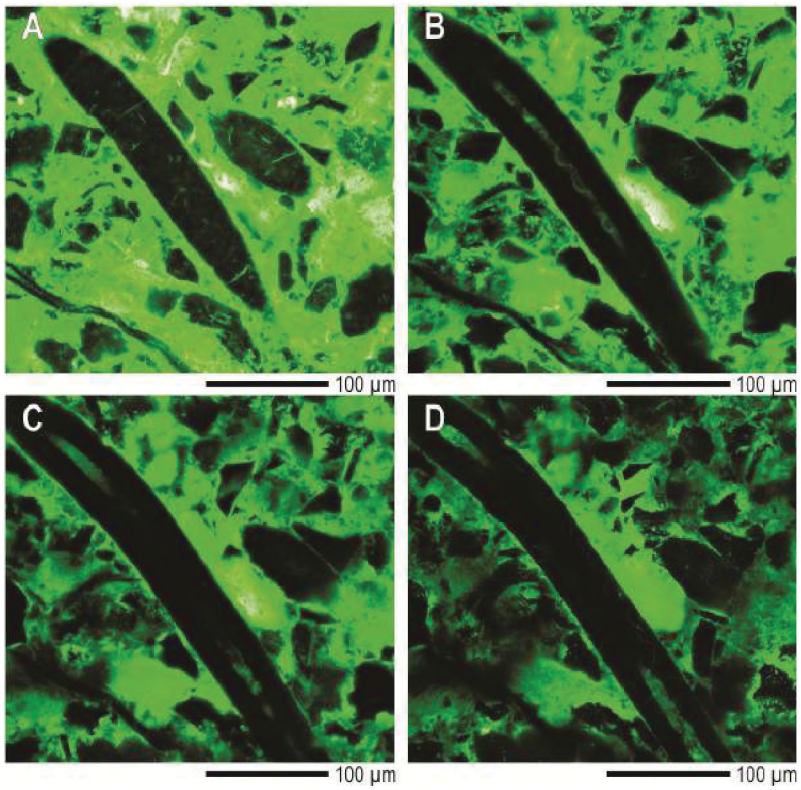
FIGURA 2.2.3 - ESPÍCULAS ISOLADAS



FONTE: O autor (2019).

LEGENDA: A-B) Espiculitito com glauconita em seção polida. C) Espículas de esponjas silicosas cimentadas por esparita, vista geral, em campo claro. D) Microestrôngilos silicosos. E-F) Megascleras oxeas com canal axial preenchido por glauconita (E) e filamento proteico (F). G-H) Canal axial de megasclera com filamento proteico bem preservado. I-J). Seção transversal de espículas com paredes micro-ornamentadas. Pedreira Rio Preto, Formação Teresina, Guadalupiano (?).

FIGURA 2.2.4 - FILAMENTO PROTEICO DE ESPÍCULA EM MICROSCOPIA CONFOCAL



FONTE: O autor (2019).

LEGENDA: Diferentes focos exibindo filamento proteico dentro de canal axial de espícula de espongiário, do mais distal (A) ao proximal (D). A colocação do filamento proteico varia devido à morfologia recurvada da espícula.

Zona de Mesosaurus brasiliensis (Kunguriano)

Pedreira Sucal (Perolândia, GO)

A pedreira Sucal localiza-se no município goiano de Perolândia, e conta com uma frente de lavra da ordem de 15 m (Figura 2.2.2). A pedreira é explorada para calcário, e nela encontram-se pacotes rítmicos alternados de calcário dolomítico, rochas siliclásticas pelíticas e e camadas centimétricas a decimétricas de silexito, do Membro Assistência, Formação Irati. Entre as camadas rítmicas estão presentes fragmentos de *Mesosaurus brasilienesis* (Silva 2011), característicos da biozona homômima.

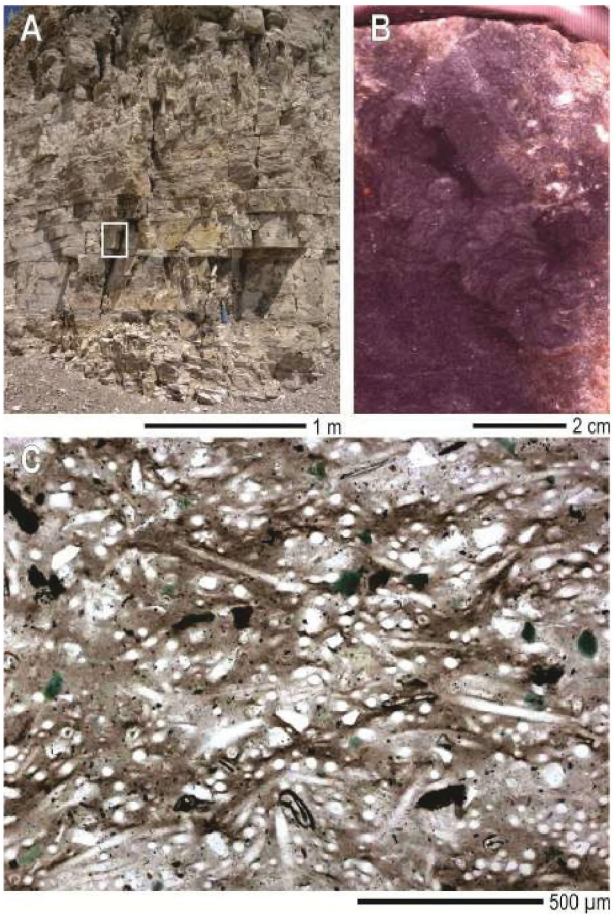
Algumas camadas apresentam morfologia dômica, e correspondem a bancos com estromatólitos colunares formando estruturas em forma de palma (Figuras 2.2.5A e B). Estes domos encontram-se silicificados, e o exame microscópico dos espaços colunares e intercolunares dos mesmos revelou abundantes espículas monoaxiônicas diactinais.

Análises micropaleontológicas realizadas na pedreira por Almeida (2005), já haviam recuperado espículas de espongiários em folhelhos, além de associação de ostracodes, carófitas e fragmentos fosfáticos. Entre os ostracodes, Almeida (2005) identificou os gêneros marinhos *Bythocypris* e *Praepilatina (*?).

- Espículas associadas a estromatólitos

Espículas de espongiários, megascleras monoaxiônicas, com comprimento variando entre 3000 e 600 µm e diâmetro médio de 35 µm ocorrem associados à camada estromatolótica composta por estromatólitos colunares com foma de palma. Dentro das estruturas colunares consitiutem grãos aglutinados às lâminas microbianas, e entre as colunas, no espaço intercolunar jazem orientadas e assoaciadas à glauconita peloidal (Figura 2.2.5C), predominantemente detrítica em meio a arcabouço composto por argilominerais e matéria orgânica.

FIGURA 2.2.5 - ESPÍCULAS ASSOCIADAS A MICROBIALITOS



FONTE: O autor (2019).

LEGENDA: A) Vista geral das camadas dômicas estromatolíticas silicificadas com espículas de esponjas. B) Detalhe da amostra destacada em A, exibindo pequenas colunas ramificadas, seção polida. C) Fotomicrografia a amostra anterior do espaço intercolunar, com espículas de esponjas em cortes longitudinais e oblíquos, e glauconita detrítica. Pedreira Sucal, Formação Irati, Kunguriano.

Afloramento Fazenda Lageado (Alto Garças, GO)

Esta localidade apresenta uma sucessão de camadas síltico-arenosas com laminação *wavy* e no topo duas camadas decimétricas coquinoides (~17 e 25 m), com bivalves da Biozona de *Pinzonella neotropica*, com aproximadamente 25 m de espessura da Formação Corumbataí (Figura 2.2.2). Estão presentes além dos bivalves, fragmentos de peixes e ostracodes. Um foraminífero calcário foi encontrado por Silva (2011) associado à coquina com pinzonellídeos, e a mesma autora encontrou no processamento das amostras uma sucessão contínua de ocorrência de espículas de espongiários.

Na base, essa sucessão é precedida por intercalações de camadas de chert, calcário dolomítico e folhelhos carbonosos do Membro Assistência, Formação Irati. Da camada mais basal provêm chert rico em espículas de espongiários, que inclui especialmente bem preservados esqueletos rígidos de espongiários, descritos a seguir.

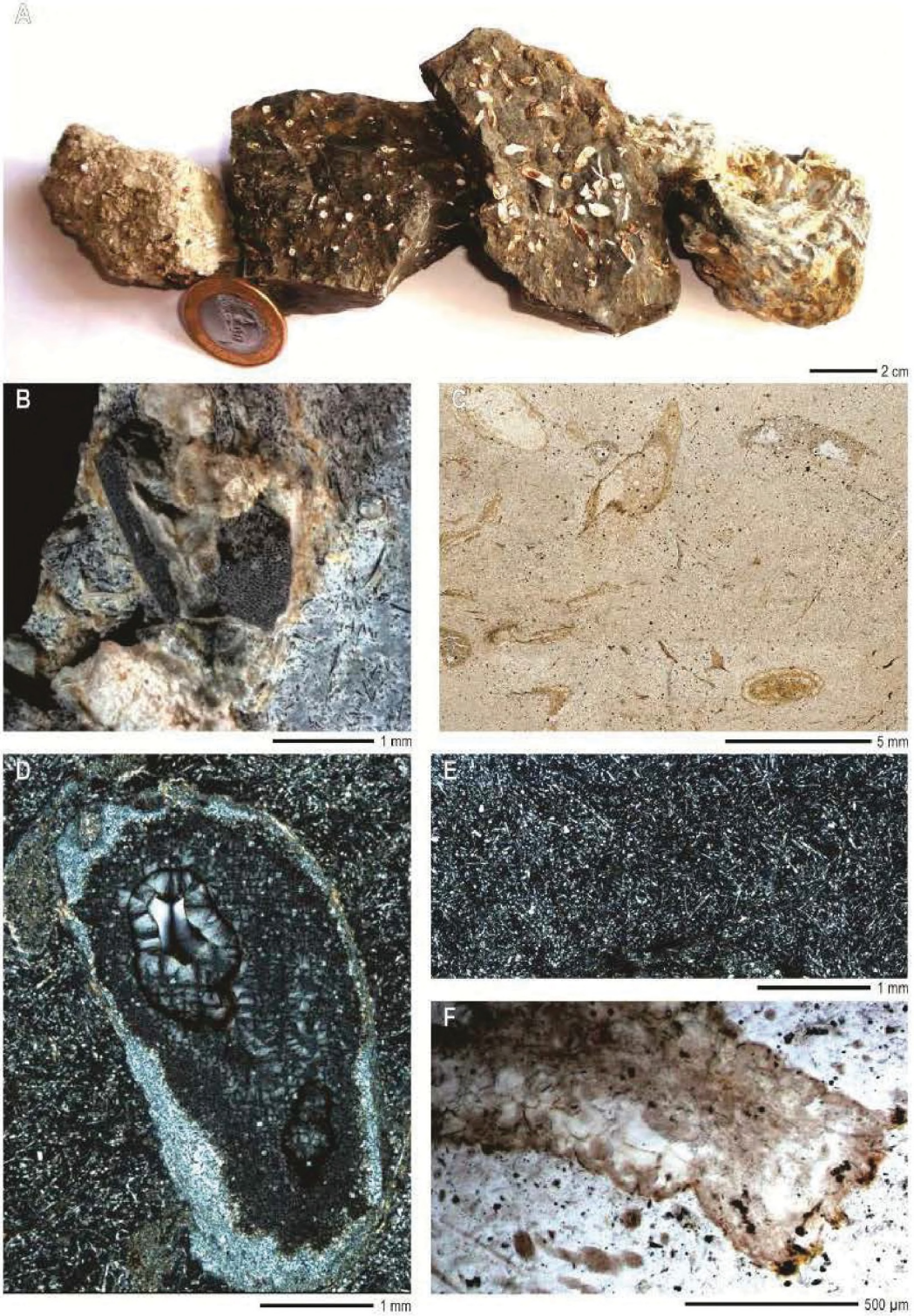
- Espículas em esqueleto rígido

Amostras do *chert* são ricos em corpúsculos milimétricos que quando alterados exibem colocaração amarelo claro e morfologia irregular (Figura 2.2.6A). Cada um desses pequenos corpos mostra-se em lupa estereoscópica arranjos de espículas formando esqueletos rígidos com pedúnculo e projeção com maior diâmetro. Um exemplar com parede bem preservada foi identificado (Figuras 2.2.6B e 2.2.7A e B), e encontra-se preservado em meio à arcabouço composto majoritariamente por espículas monoaxiônicas isoladas.

Em lâmina petrográfica a relação esqueletos e arcabouço destaca-se (Figura 2.2.6C). Cada pequeno esqueleto apresenta uma película dérmica excepecionalmente bem preservada, que confere a coloração amarela aos esqueletos. Dentro de alguns dos esqueletos encontra-se a cavida gástrica, espongocoel, onde é possivel sobretudo distinguir a presença de inúmeras microscleras com tamanho menor (20 μm de diâmetro médio), conferindo formas irregulares a esféricas ao endoesqueleto esferulítico (Figura 2.2.6D).

A rocha encaixante mostra-se um quartzo-arenito, cuja maior parcela dos grãos de quartzo pode ter origem da fragmentação das espículas, com espículas monoaxiônicas de tamanhos variados, sendo as maiores entre 1,5 a 2,0 mm (Figura 2.2.6E). O espaço interespicular contem ainda fragmentos dérmicos (Figura 2.2.6F) também confirmados por microscopia confocal (Figura 2.2.8), onde foi possível observar a intensa fluorescência do material dérmico frente ao estímulo do laser.

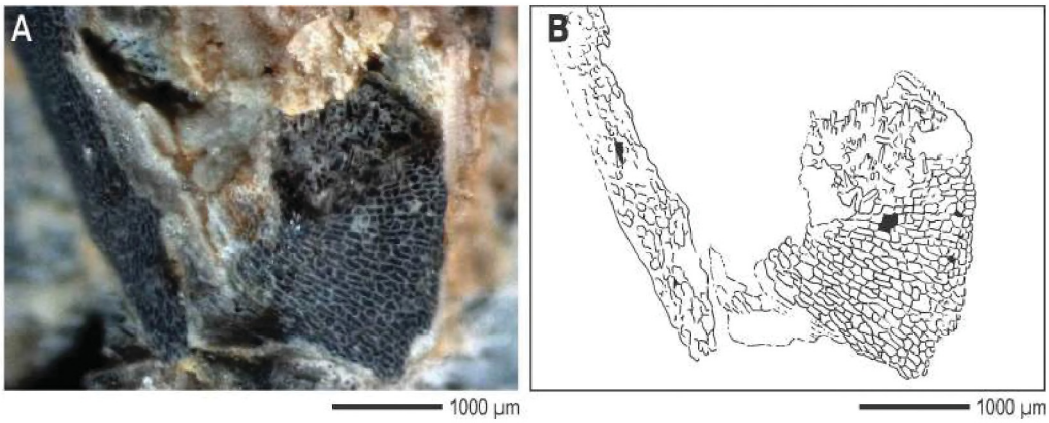
FIGURA 2.2.6 - ESPONJAS PRESERVADAS EM *CHERT*



FONTE: O autor (2018).

LEGENDA: A) Amostras selecionadas de *chert* com espongiários (nódulos claros). B) Vista em detalhe de espongiário com parede externa bem definida. C) Fotomosaico de lâmina petrográfica de chert com espongiários. D) Esqueleto de espongiário com distinção de estrutura interna formada por microescleras, e rocha encaixante, rica em espículas isoladas, fotomicrografia em nicóis cruzados. E) Rocha encaixantes dos esqueletos de espongiários, *chert* rico em espículas isoladas, fotomicrografia em nicóis cruzados. F) Película dermal preservada em chert, fotomicrografia em campo claro. Afloramentos da Fazenda Lageadinho, Formação Irati, Kunguriano.

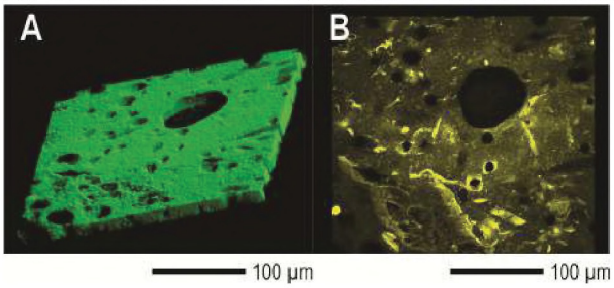
FIGURA 2.2.7 - TRAMA EXTERNA DA PAREDE DO ESPONGIÁRIO



FONTE: O autor (2019).

LEGENDA: A) Composição de planos de vista esteroscópica de espongiário. B) Reconstituição da trama da parede externa.

FIGURA 2.2.8 - PELÍCULAS DERMAIS DE ESPONGIÁRIOS EM MICROSCOPIA CONFOCAL



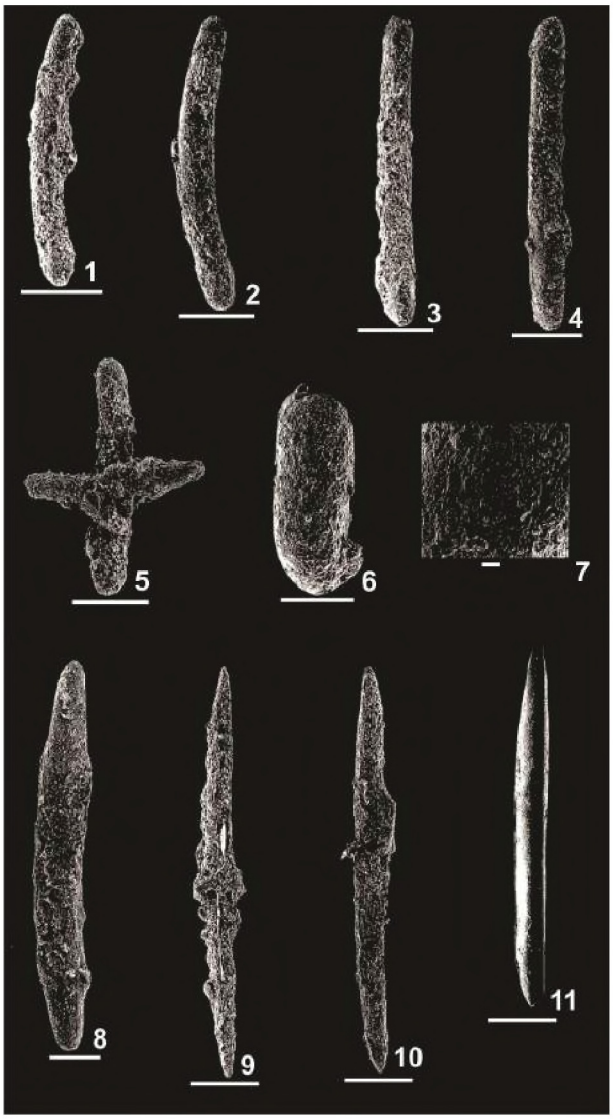
FONTE: O autor (2019).

LEGENDA: A) Visualização da lâmina com microscopia confocal, modo *surface*. B) Películas dermais fluorescentes (amarelo) em *chert* rico em espículas. Afloramentos da Fazenda Lageadinho, Formação Irati, Kunguriano.

2.2.3 Discussões

A variedade de depósitos com espículas bem preservadas do Grupo Passa Dois contem interessantes implicações ambientais. Taxonomicamente referem-se, como preconizado por Fúlfaro (1967) a um único tipo predominante de espongiários cuja principal característica é o caráter monoaxiônico recurvado diactinal das oxeas. Estas mesmas espículas aqui descritas são diretamente comparáveis àquelas identificados por Fúlfaro (1967), Maranhão (1995), Almeida (2005) e Silva (2011) (Figura 2.2.9).

FIGURA 2.2.9 - OXEAS DA FORMAÇÃO TERESINA



FONTE: Maranhão (1995).

LEGENDA: 1-4) Microestrôngilos curtos. 5) Dois microestrôngilos unidos e cruzados. 6-7) Microestrôngilos espessos. 8-11) Megascleras oxeas. Formação Teresina, Angatuba (SP). Escalas: 1-6, 8-11) 100 µm; 7) 10 µm.

Maranhão (1995) havia identificado três categorias de espículas: macro oxeas, micro oxeas e micro anfistrôngilos, todas lisas e classificadas como do Phylum Porifera, Classe Demospongia. Algumas dessas espículas foram comparadas a esponja de água doce *Spongilla*, entretanto, tratando-se de elementos isolados, a identificação não foi conclusiva. Associados as espículas foram indentificados ossículos de ofiuroides.

Paleoambientalmente, há outros pontos a serem ressaltados. A presença de briófitas *C. riopretensis* e *Y. yucapirus* na pedreira Rio Preto, por exemplo, em duas associações distintas poderia indicar, segundo Christiano-de-Souza *et al.* (2012), que elas viviam em ambiente úmido com inundações periódicas associadas a deposição dos pelitos. A ocorrência de carófitas poderia indicar um mar interior sub-horizontal muito raso e sem evidente conexão oceânica (Rohn 2007; Christiano-de-Souza *et al.* 2012).

A presença das espículas de espongiários, isoladas, bem preservadas e associadas à glauconita autigênica, evocam, entretanto, condições marinhas de sedimentação para esta localidade. Como em descrito em Neves *et al.* (2011), esta localidade de fato apresenta complexos exemplos tafonômicos. A análise desses autores apontou que a camada coquinoide principal representa uma associação tafonômica complexa, tendo em vista bivalves com diferentes hábitos de vida, mistura de peloides, ooides, oncoides, microfilos de licófitas, fragmentos de peixes, gerados em ambientes calmos. Esse depósito segundo Neves *et al.* (2011), evidencia uma mistura temporal sob influência de tempestades onde os bioclastos devem ser todos alóctones, e raros parautóctones. Além das espículas de espongiários com glauconita, a presença de foraminíferos aglutinantes e fragmentos de microbialitos (Capítulo 2.1) evocam condições marinhas plenas, ainda que episódicas para essa localidade.

A presença de oósporos de carófitas (Faria et al. 2013), pode, por si só, atestar apenas a influência próxima de corpos de água doce no contexto paleoambiental, como destacado por Maranhão & Petri (1996).

A proliferação de espículas de esponjas associados à estromatólitos, e os próprios esqueletos silicosos indica que ambos viviam em simbiose, em contexto de alto estresse ambiental, contudo marinho, o que pode ser confirmado pela associação com glauconita e ostracodes marinhos (Almeida 2005; Silva 2011). A excepcional preservação de matéria orgânica indica fundo anóxico a subóxido, o que pode ser inclusive o resultado da degradação da matéria orgânica (Olszewska-Nejbert & Swierczewska-Gladysz 2009). A preservação, por recristalização da sílica, dessa variedade de espongiários relaciona-se também com uma fase eodiagenética associada à remobilização de sílica amorfa ($SiO_2.nH_2O$), proveniente das próprias espículas de esponjas e esqueletos silicosos. A elevada quantidade espículas registradas em todos os estratos do Grupo Passa Dois (Mezzalira 1980), pode

inclusive ter servido de fonte parcial à sílica que substituí parte dos carbonatos da unidade, contrário do que Landim (1970) havia considerado, devido à baixa quantidade de espículas encontradas naquela época.

Sobre a distribuição geográfica dos espongiários, Fúlfaro (1967) havia recuperado espículas em amostras do norte do Paraná, São Paulo e Goiás; porém buscas no Paraná e Santa Catarina haviam mostrado-se infrutíferas. Este trabalho verificou que as mesmas se estendem por toda a região de afloramentos do Grupo Passa Dois, e foram reportadas, inclusive, no grupo correspondente da Bacia do Karoo (McLachlan 1973).

Bioestratigraficamente, cabe destacar soma-se às abundâncias de espículas registradas para a Formação Serra Alta por Fúlfaro (1967) e Maranhão (1995) essas novas associações nas formações Irati e Teresina.

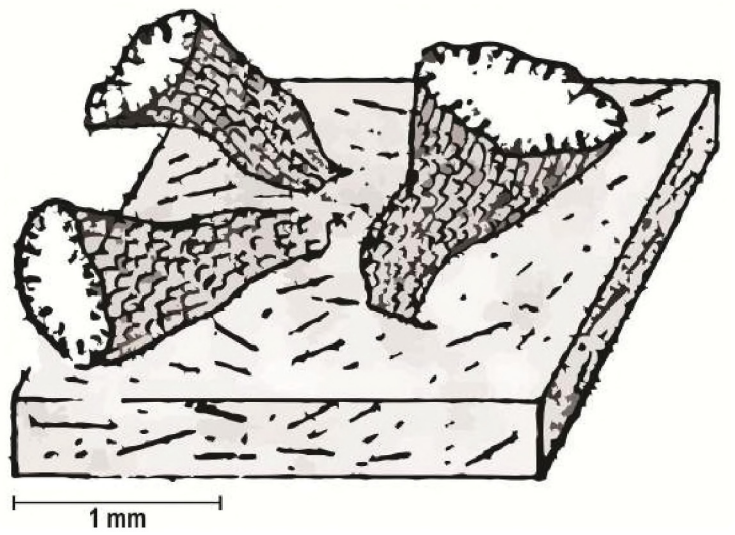
Tafonomicamente, as espículas de esponjas isoladas haviam sido encontradas associadas na Formação Serra Alta a depósitos com maior afluxo de siliciclásticos, transportados por fluxos de alta energia, que retrabalhavam e redepositavam esses elementos (Maranhão 1995). A boa preservação das espículas indica, entretanto, que o transporte não foi muito grande, e que esses fluxos podem, na verdade, ter facilitado o sepultamento e preservação desses depósitos.

Maranhão (1995) havia constatado ainda que as espículas de esponja se concentravam em três tafofácies principais na porção média da Formação Corumbataí: i) siltitos com lentes irregulares de arenito muito fino a fino, com estratificação cruzada *hummocky*; ii) arenitos finos com siltitos e estruturas *flaser*; iii) arenitos finos intercalados a siltitos laminados ou maciços. Todas estas três tafofácies relacionam-se a sedimentação siliciclástica com influência de fluxos de alta energia, e os dois primeiros foi indentificada uma associação de bivalves composta por *Casterella gratiosa*, *Pinzonella illusa*, *Plesiocyprinella carinata*, *Terraia aequilateralis* e *Pyramus anceps*. Os bioclastos são alóctones em relacionados a único episódio de retralhamento. Quando presentes em siltito argiloso/siltito arenoso, as espículas podem ocorrer quebradas.

A morfologia, forma e estrutura das esponjas pode ser atribuída a Ordem Haplosclerida, como associada previamente (Maranhão 1995), de ambientes marinho raso, como indicado pela associação com glauconita. Nesses ambientes, esses pequenos esqueletos de esponja aderiam-se ao substrato, rico em espículas isoladas conforme ilustrado na Figura 2.2.10. Quando sujeitos a fluxos de maior

energia, tal qual ondas de tempestade, eram sujeitos a retrabalhamentos e sepultamente, o que facultou seu registro na deposição do Grupo Passa Dois.

FIGURA 2.2.10 – RECONSTRUÇÃO HIPOTÉTICA DO HÁBITO DE VIDA DAS ESPONJAS DO GRUPO PASSA DOIS



FONTE: O autor (2019).

2.2.4 Material e análises

Um total de 310 amostras foram analisadas de vários afloramentos do Grupo Passa Dois, e três afloramentos foram selecionados por conterem exemplos de excepcional preservação de espículas de esponjas, respectivamente Pedreira Rio Preto (coordenadas UTM 22J 525.29 km E, 7176.88 km N), Pedreira Sucal (UTM 22K 234.64 km N, 81255.04 km E), and Afloramento Fazenda Lageado (UTM 22K 388.18 km N, 8066.75 km E). A primeira localidade é a mais jovem, posicionada na porção inferior da Zona de *Pinzonella neotropica*, Formação Teresina, e as outras duas, na porção superior da Zona de *Mesosaurus brasiliensis*, Formação Irati, ambas em uma sucessão carbonática-siliciclástica msita, onde os restos de esponjas ocorrem cimentados por carbonato ou sílica. As análises de microfácies foram realizadas em microscópio binocular Zeiss Imager.A1, de luz transmitida e polarizada, equipado com lentes oculares (16x), objetivas (1,25x, 5,0x, 10x, 20x, 50x, 63x e 100x) e máquina fotográfica digital AxioCam HRc acoplada. Seções polidas e amostras de mão foram analisadas em microscópio estereoscópico Zeiss SteREO Discovery V8 com magnificação máxima de 63x. Fotomicrografias foram processadas e compostas utilizando CorelDraw X8.

O material estudado está depositado na Colecão do Laboratório de Paleontologia (LabPaleo), Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, indicado por suas siglas.

Referências

ADACHI, N., ASADA, Y., EZAKI, Y., & LIU, J. Stromatolites near the Permian–Triassic boundary in Chongyang, Hubei Province, South China: A geobiological window into palaeo-oceanic fluctuations following the end-Permian extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. *475*, p. 55–69. 2017. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.030

AMARAL, S.E. *Contribuição ao conhecimento geológico, petrográfico e sedimentológico da Formação Irati no Estado de São Paulo*. Tese (Livre Docência) – Faculdade de Filosofica, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1967.

AMARAL, S.E. Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. *Boletim IGA – USP*, v. 2, p. 03-81. 1971.

BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. [org.]. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.* CPRM, Brasília, 2003. 692 p.

BOND, D. P. G., HILTON, J., WIGNALL, P. B., ALI, J. R., STEVENS, L. G., SUN, Y., & LAI, X. The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans. *Earth-Science Reviews*, v. 102, n. 1–2, p. 100–116. 2010. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.004

BOND, D. P. G., WIGNALL, P. B., JOACHIMSKI, M. M., SUN, Y., SAVOV, I., GRASBY, S. E., BLOMEIER, D. P. G. An abrupt extinction in the Middle Permian (Capitanian) of the Boreal Realm (Spitsbergen) and its link to anoxia and acidification. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 127, n. 9–10, p. 1411–1421. 2015. https://doi.org/10.1130/B31216.1

CHRISTIANO-DE-SOUZA, I. C.; RICARDI-BRANCO, F. S.; VARGAS, Y. L. N. Permian bryophytes of western Gondwanaland from the Parana Basin in Brazil. *Palaeontology*, v. 55, n. 1, p. 229-241. 2012.

FARIA, R. S.; RICARDI-BRANCO, R.; CHRISTIANO DE SOUZA, I. C. Permian *Leonardosia* organic oospores from Southern Brazil. *Palaeontology*, v. 56, n. 4, p. 797-805. 2013.

FINKS, R. M. Hypercalcified demosponges and the end-Permian extinction. *Global and Planetary Change*, v. 73, n. 1–2, p. 141–148. 2010. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.009

FÚLFARO, V.J. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofica, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1967.

FÚLFARO, V. J. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. *Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM-DGM, Rio de Janeiro. Boletim*, v. 254, 83p. 1970.

LAU, K. V., MAHER, K., ALTINER, D., KELLEY, B. M., KUMP, L. R., LEHRMANN, D. J., PAYNE, J. L. Marine anoxia and delayed Earth system recovery

after the end-Permian extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 113, n. 9, p. 2360–2365. 2016. https://doi.org/10.1073/pnas.1515080113

LUO, C.; REITNER, J. "Stromatolites" built by sponges and microbes – a new type of Phanerozoic bioconstruction. *Lethaia*, v. 49, n. 4, p. 555–570, 2015.

MARANHÃO, M. S. A. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico.* 2v, Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

MARANHÃO, M. S. A & PETRI, S. *Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico*, v. 17, n. 1/2, p. 33-53, jan/dez. 1996.

MEZZALIRA, S. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 15-34. 1980.

NEVES, J.; DAVIES, R.; SIMÕES, M. Tafonomia de tempestitos conchíferos amalgamados da formação Teresina em Rio Preto (Estado do Paraná, Permiano médio, Bacia do Paraná) e suas implicações paleoambientais. *Geologia USP. Série Científica*, v. 11, n. 3 SE - Artigos, 2011.

OLSZEWSKA-NEJBERT, D.; SWIERCZEWSKA-GLADYSZ, E. The phosphatized sponges from the Santonian (Upper Cretaceous) of the Wielkanoc Quarry (souther Poland) as a tool in stratigraphical and environmental studies. Acta GEologica Polonica, v. 59, n. 4., p. 483-504. 2009.

RETALLACK, G. J., METZGER, C. A., GREAVER, T., JAHREN, A. H., SMITH, R. M. H., & SHELDON, N. D. Middle-Late Permian mass extinction on land. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 118, n. 11–12, p. 1398–1411. 2006. https://doi.org/10.1130/B26011.1

ROHN, R. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.* 2v, 386p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1994.

ROHN, R. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. Problems in Western Gondwana Geology I *Extended Abstracts*, Gramado, p. 151-157. 2007.

SCHNEEBELI-HERMANN, E. Extinguishing a Permian world. *Geology*, v. 40, n. 3, p. 287–288. 2012. https://doi.org/10.1130/focus032012.1

2.3 VESTÍGIOS DE AMBIENTES MARGINAIS MIXOHALINOS EM MICROFÁCIES DA PORÇÃO MÉDIA-SUPERIOR DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ, ANHEMBI (SP)[3]

VESTIGES OF MARGINAL MIXOHALINE ENVIRONMENTS IN MICROFACIES FROM MIDDLE TO UPPER CORUMBATAÍ FORMATION, ANHEMBI (SP)

CHRISTIANO NG[1], MARIA DA SAUDADE ARAUJO SANTOS MARANHÃO[2], CRISTINA SILVEIRA VEGA[3]

1 – Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, Curitiba (PR); 2 – Instituto Geológico, Secretaria Estadual do Meio Ambiente, São Paulo (SP); 3 – Departamento de Geologia, UFPR, Curitiba (PR)

c.ng@ufpr.br, mmaranhao@sp.gov.br, cvega@ufpr.br

[3] Revista do Instituto Geológico/Brazilian Journal of Geology

RESUMO

A Formação Corumbataí aflora à norte da Bacia do Paraná, e é correlata às formações Serra Alta e Teresina do Grupo Passa Dois. Seus estratos representam depósitos cujos processos sedimentares podem ter se originados em amplo mar epêirico, com conexão oceânica questionável, devido à ausência de fósseis característicamente marinhos. O relato de foraminíferos bentônicos em furos de sondagem no município de Anhembi (SP) nunca foi especificamente investigado, e o presente trabalho almeja conhecer as microfácies e microfósseis associados a estas sondagens, e discutir questões paleoambientais e bioestratigráficas. No total, 65 lâminas petrográficas provenientes de três furos de sondagem da Barragem de Laras foram analisadas para microfácies, e sete microfácies identificadas, sendo duas siliciclásticas, duas mistas e três carbonáticas. As microfácies refletem processos sedimentares atuando em ambientes marinhos marginais sob influência de fluxos oscilatórios, tais como ondas de tempestade e marés, próximos à corpos de água doce e desembocaduras de rios, que trazem consigo elementos continentais. Neste cenário, microfósseis marinhos como espículas de espongiários e foraminíferos coexistem regionalmente com elementos não marinhos como carófitas e fragmentos de plantas. A presença de micrófilos de licófita atribuídos a *Lepidophylloides corumbataensis* implica na identificação da Fitozona de *Lycopodiopsis derbyi*, correlata às cenozonas de bivalves *Pinzonella illusa* e *Pinzonella neotropica*. Correlações e inferências regionais permitem estimar que as camadas portadoras de micrófilos de licófitas correspondam ao nível silicificado inferior (O) da Formação Corumbataí, posicionando as camadas na porção média-superior da unidade.

Palavras-chave: Petrografia, Grupo Passa Dois, Formação Teresina, Permiano, Marinho

ABSTRACT

The Corumbataí Formation outcrops at setentrional margin of Paraná Basin, and correlates to Serra Alta and Teresina formations, Passa Dois Group. Its strata represent deposites whose sedimentary processes could have been originated in a broad eperic sea, with questionable ocean connection, due the lack of typical marine fossils. The report of benthic foraminifera in boreholes from Anhembi (SP) municipality never had been specifically investigated, and this study aims to know better the microfacies and microfossils associated to these boreholes, and discuss biostratigraphic and environmental questions. At total, 65 thin sections from the three boreholes of the Laras Dam were carried out to microfacies, and as result, seven microfacies were recognized, with two siliciclastic, two carbonate-siliciclastic and the carbonate microfacies. These microfacies reflect sedimentary processes of marginal marine environments on influence of oscilatorious fluxes, such as tides and storm waves, close to fresh water bodies and river deltas, that bring with them continental elements. In this context, marine microfossils such as sponge spicules and benthic foraminifera regionally coexist with non-marine elements as carophytes and plants remains. The presence of microphylls of lycophytes attributed to *Lepidophylloides corumbataensis* implies at recognition of *Lycopodiopsis derbyi* Phytozone, correlated to *Pinzonella illusa* and *Pinzonella neotropica* bivalve cenozones. Regional correlations and inferences allow appraise that the lycophyte microphylls-bearing beds correspond to the lower silicified level (O) of Corumbataí Formation, which place these beds at middle to upper portion of the unit.

Keywords: Petrography, Passa Dois Group, Teresina Formation, Permian, Marine

2.3.1 Introdução

A região de Anhembi (SP) é conhecida há longa data por sua importância geológica (Barbosa & Gomes 1953; Rigby 1967; Soares 1972; Ragonha & Soares 1974; Fúlfaro *et al.* 1978; Mezzalira 1980; Maranhão 1995; Yamamoto *et al.* 2000; Rohn 2001; Araújo *et al.* 2006). Vários enfoques abrangeram desde aspectos econômicos, relacionados à prospecção de hidrocarbonetos (e.g. Barbosa & Gomes 1953; Araújo *et al.* 2006); paleontológicos (e.g. Rigby 1967; Ragonha & Soares 1974; Fúlfaro *et al.* 1978; Mezzalira 1980; Maranhão 1995); ou sedimentares-faciológicos em superfície (Fúlfaro *et al.* 1978; Yamamoto *et al.* 2000) e subsuperfície (Mezzalira 1980; Rohn 2001) a partir de poços perfurados pelo Instituto Geológico (IG/SMA) e pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

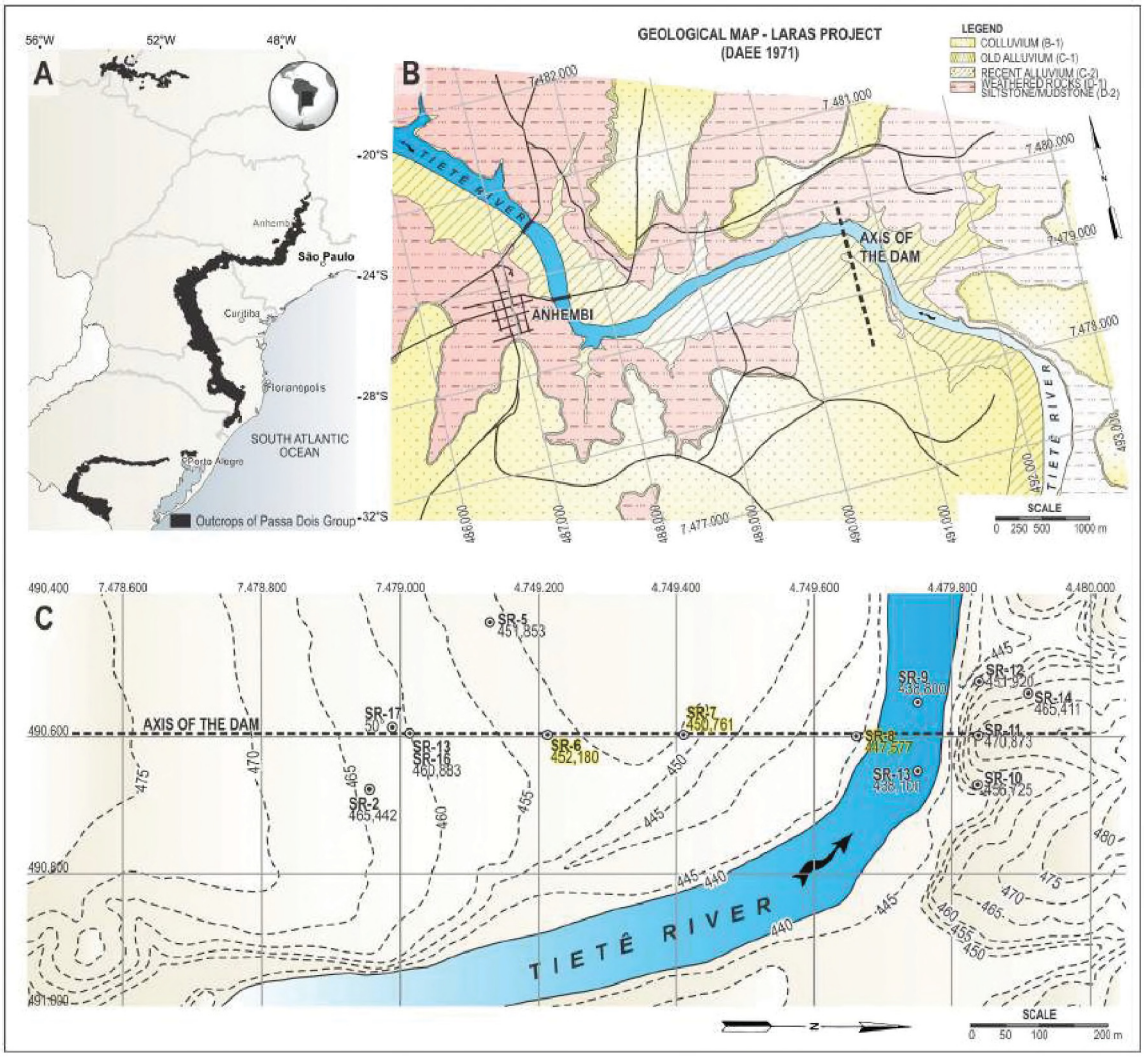
Além isso, a necessidade de promover a navegação fluvial do Rio Tietê em uma faixa de 100 km entre os municípios de Laranjal Paulista e Tietê, durante a década de 60, para unificar as diferentes modalidades viárias do Estado de São Paulo, demandou uma série de estudos geológicos-geotécnicos para a instalação de um sistema de barragens e eclusas ao longo do Alto e Médio Rio Tietê (São Paulo, 1968). Estes estudos foram conduzidos pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) sob demanda do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE) (São Paulo, 1968). No total, foram propostos sete eixos alternativos, e dentre estes, um deles seria 30 km à jusante do distrito de Laras, no município de Anhembi, designado como Eixo 6 (IPT 1970; DAEE 1971). Como apenas os estudos de campo da época não identificaram feições geológicas maiores que permitissem a seleção prévia de eixos alternativos, procederam-se estudos de subsuperfície que incluíram sondagens rotativas (IPT 1970). No total, dezesseis sondagens rotativas, denominadas SR, foram realizadas para o Eixo 6 (IPT 1970; DAEE 1971; Figura 2.3.1).

Foi a partir de amostras destas sondagens, que Fúlfaro *et al.* (1978) identificaram foraminíferos aglutinantes na seção relativa à Formação Corumbataí. Como o relato de fósseis marinhos, e mais precisamente microfósseis, para a unidade, é escasso, e resume-se a ocorrências pontuais e dispersas de espículas de espongiários (Fúlfaro 1967), foraminíferos (Mello e Sousa 1985; Rohn 1994, Callefo 2014), ostracodes (Lima & Sundaram 1982) e ossículos de ofiuroides (Maranhão 1995), o trabalho de Fúlfaro *et al.* (1978) reforça a presença de microfósseis

marinhos na Formação Corumbataí (Rohn 1994; Maranhão 1995). Entretanto, as descrições e contextualização completa dos estratos e dos microfósseis destas sondagens nunca foram devidamente publicadas.

Devido à importância desta localidade, este artigo visa discutir a situação estratigráfica, implicações paleoambientais, e temporais com base nas microfácies e associações microfossilíferas do intervalo onde Fúlfaro *et al.* (1978) reconheceram foraminíferos aglutinantes.

FIGURA 2.3.1 - LOCALIZAÇÃO DAS SONDAGENS ROTATIVAS



FONTE: A) Base cartográfica de Natural Earth <http://www.naturalearthdata.com> e Bizzi *et al.* (2003). B e C) Modificado de Projeto Laras (IPT, 1970; DAEE, 1971).

LEGENDA: A) Mapa de situação de Anhembi nas proximidades de Rio Claro (SP). B) Mapa geológico do eixo alternativo VI proposto para a Barragem de Laras. C) Localização das sondagens rotativas para estudos geológicos-geotécnicos do Projeto Laras.

Contexto geológico

A região localizada norte da Escarpa de Botucatu, nas cercanias de Anhembi (SP), porção centro-oriental da Bacia do Paraná, junto à depressão do Rio Tietê, caracteriza-se por afloramentos das unidades neopermianas a eomesozoicas das formações Corumbataí e Piramboia, cuja denominação estrutural é atualmente conhecida por Alto Estrutural de Anhembi (Araújo *et al.* 2006) ou tradicionalmente por Domo de Anhembi (Soares 1974) (Figura 2.3.1). As cotas topográficas da área variam entre 450 a 600 m, e o contato entre as formações Corumbataí e Piramboia varia entre 460 e 545 m, de acordo com levantamentos de campo executados por Araújo *et al.* (2006).

Na várzea do Rio Tietê encontram-se depósitos aluvionares representados por inúmeros terraços antigos com mais de uma dezena de metros de espessura, constituídos por cascalhos arenoquartzosos, seixos de quartzito e sílex, 40 a 70 m acima do nível do Rio Tietê. Em subsuperfície a espessura média é de 10 m (Mezzalira 1980).

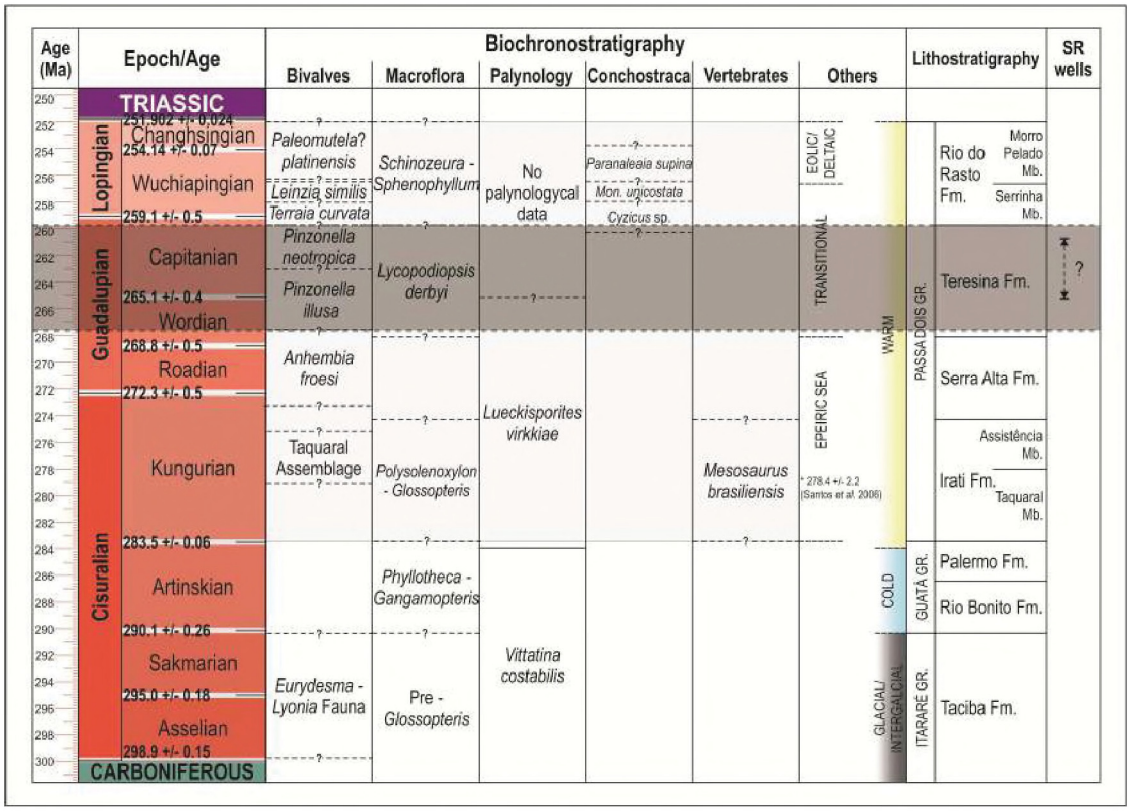
Nas imediações do município de Anhembi não ocorrem afloramentos da Formação Irati (Araújo *et al.* 2006), entretanto em subsuperfície o topo da unidade foi verificado em 130 m de profundidade, no poço profundo de Laras (Mezzalira 1980), e coincide com a ocorrência de fragmentos de crustáceos *Paulocaris pachecoi*.

Afloram na na região laminitos, siltitos com laminação plano-paralela, siltitos maciços, intercalações de siltitos e argilitos com marcas de ondas e gretas, lentes de arenito, brechas, margas, rochas carbonáticas e camadas silicificadas da Formação Corumbataí (IPT 1970; Landim 1970; Mezzalira 1980; Araújo *et al.* 2006). As cores das camadas variam de cinza amarelado a roxo acinzentado, (Landim 1970). Estas ocorrem em desnível topográfico em relação ao Rio Tietê da ordem de 40 m (Mezzalira 1980). As lentes de calcários silicificados destacam-se no relevo, com formas tabulares a subtabulares (IPT 1970). Em subsuperfície, Rohn (1996, 2007) identificou que argilitos/siltitos laminados, siltitos/arenitos muito finos bioturbados e arenitos muito finos com estratificação cruzada *hummocky* se repetiam em ciclos granocrescentes ascendentes de 1 a 3 m, e podem ser correlacionados à parassequências. Eventualmente os ciclos são encimados por margas e calcários coquinoides ocorrem sobre superfícies de erosão (Rohn, 1996).

Segundo Zanardo *et al.* (2004), illita é o principal argilomineral presente nos pelitos da Formação Corumbataí na região, e a cor e diagênese foram possivelmente influênciadas pelas rochas intrusivas básicas. A concentração de illita nas camadas chega a 80% (Moreno *et al.* 2012).

A designação litoestratigráfica "Formação Corumbataí" corresponde às formações Serra Alta e Teresina na porção norte da Bacia do Paraná. Vários trabalhos utilizaram na região a designação litoestratigráfica Formação Estrada Nova (e.g. Landim 1970; Fúlfaro *et al.* 1978; Mezzalira 1980), ou diretamente Formação Teresina (e.g. Meghlioratti 2006; Rohn 1996, 2007). Optou-se aqui utilizar a classificação "Formação Corumbataí", e discutir a correlação e posicionamento litoestratigráfico da seção estudad com o arcabouço litoestratigráfico proposto para o Grupo Passa Dois (Figura 2.3.2). Acima desta unidade ocorrem psamitos da Formação Piramboia, eomesozoica (Araújo *et al.* 2006).

FIGURA 2.3.2 – POSIÇÃO DO INTERVALO DE ESTUDO NO ARCABOUÇO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO DO GRUPO PASSA DOIS



FONTE: Idades e divisão cronoestratigráfica segundo Lucas & Shen (2018), e biozonas adaptadas de Neves *et al.* (2014), Taboada *et al.* (2016), Simões *et al.* (2017) (bivalves); Christiano-de-Souza *et al.* (2014) (macrofitozonas); Mori *et al.* (2012) (palinozonas); Rohn (1994) (conchostráceos); Mezzalira 1980 (vertebrados). Interpretação climática baseada em fragmentos de macrovegetais (Christiano-de-Souza *et al.* 2014) e litoestratigrafia e macroambientes deste trabalho.

Paleontologia

Os arredores de Anhembi são conhecidos por suas ocorrências fossilíferas. Rigby (1967) descreveu a presença de macrofitofósseis próximo a Laras, incluindo *Lycopodiopsis derbyi*, microfitólitos e esfenófitas, também verificados em subsuperfície no poço profundo de Laras (Mezzalira 1980), junto a *Thallites* ? sp., *Pecopteris* sp., *Samaropsis* sp. e fragmentos vegetais indeterminados, a aproximadamente 80 m do topo da Formação Irati. Soares (1972) identificou inúmeras estruturas estromatolíticas 6 km à noroeste do município de Anhembi, cuja estrutura interna encontra-se na maioria das vezes obliterada por silicificação, e Ragonha e Soares (1974) encontraram impressões de carófitas em estratos próximos.

Quanto à invertertebrados fósseis, foram encontrados *Cowperesia anceps* na localidade de Laras (Rigby 1967), e ostracodes (Ragonha & Soares 1974) e valvas de *Cowperesia* e *Jacquesia* no afloramento à noroeste de Anhembi (Roberto, 2014). Em subsuperfície, Mezzalira (1980) identificou um nivel de *Anhembia froesi* próximo ao contato com a Formação Irati, a aproximadamente 120 m do topo dessa Rohn (2001) reconheceu a Cenozona de *Pinzonella neotropica* em coquina.

Fragmentos de vertebrados reconhecidos incluem escamas de celantiformes (Rigby, 1967) e escamas e dentes de paleoniscídeos (Ragonha & Soares 1974; Roberto 2014) e dipnoicos (Roberto, 2014).

Sobre microfósseis, os afloramentos contam com ostracodes (Ragonha & Soares, 1974), e em subsuperfície, especificamente nos furos de sondagens rasas de Anhembi, apresentados neste trabalho, Fúlfaro *et al.* (1978) encontraram foraminíferos aglutinantes associados aos calcários, e Maranhão (1995) analisou cerca de 30 amostras dos furos SR-06 e SR-07 e recuperou ostracodes entre 25,65 e 27,47 m de profundidade no Furo SR-07, sendo mais abundantes nesta última profundidade

Paleoambientes

As interpretações paleoambientais da Formação Teresina na região do Alto Estrutural de Anhembi são variadas. De acordo com as ocorrências estromatolíticas,

Soares, 1972, Ragonha & Soares (1974), e Yamamoto *et al.* (2005) consideraram o paleoambiente como costeiro dominado por planícies de marés. Suguio *et al.* (1974) comentaram que a presença dos estromatólitos poderia corroborar de alguma forma momentos de conexão marinha durante a deposição da unidade. Araújo *et al.* (2006) entenderam a unidade como depositada em paleoambiente marinho raso.

Neste ambiente carófitas indicariam condições de supramaré em laguna e/ou lagonas de água doce ou salobra sucedidas por condições de intermaré, nas quais se desenvolveram as estruturas estromatolíticas (Ragonha & Soares 1974). Por sjua vez, Yamamoto *et al.* (2005) consideraram os estromatólitos uma ocorrência incomum de atividade exalativa subaquosa (geyseritos), sem apontar, entretanto, a presença dos condutos que originaram tais estruturas.

Fúlfaro *et al.* (1978) consideraram as escavações subverticais em forma de "U" presentes nas sondagens de Anhembi como representantes de habitats praiais marinhos, e admitiram para grande parte da sedimentação pós-Formação Irati um ambiente de intermarés. Tal ambiente foi corrorado por minucioso estudo faciológico executado por Mello e Sousa (1985) que reconheceu fácies sedimentares relacionadas desde depósitos de alto mar, *offshore*, zona de transição, *shoreface* e planícies de mares, à depósitos de laguna de barras de maré de ocorrência restrita.

Zanardo *et al.* (2004) concluíram que as rochas pelíticas da região foram depositadas em ambiente marinho raso sob clima árido, com ligação oceânica e terrígenos aportando principalmente por via aérea.

Por outro lado, Rohn (1996, 2007), entendeu que os ciclos que ser repetem no poço FP-12-SP como raseamentos ascendentes associados à alternâncias sazonais entre momentos de maior pluviosidade, com sedimentação siliciclástica, a momentos mais áridos com sedimentação carbonática e formação de margas. A formação como um todo representaria um mar epêirico sem conexão com o oceano (Rohn, 1996), influenciado por ondas de tempestade e variações climáticas (Rohn, 2007).

Mezzalira (1980, p. 26) é mais amplo em suas considerações, e enxerga a variabilidade faciológica e paleontológica encontrada no pacote sedimentar do Grupo Passa Dois, como a alternância de mudanças continentais e marinhas associada às variações climáticas sazonais do decorrer da deposição, o que se materializa nas diferentes estruturas e variadas associações de paleofauna e paleoflora.

2.3.2 Materiais e métodos

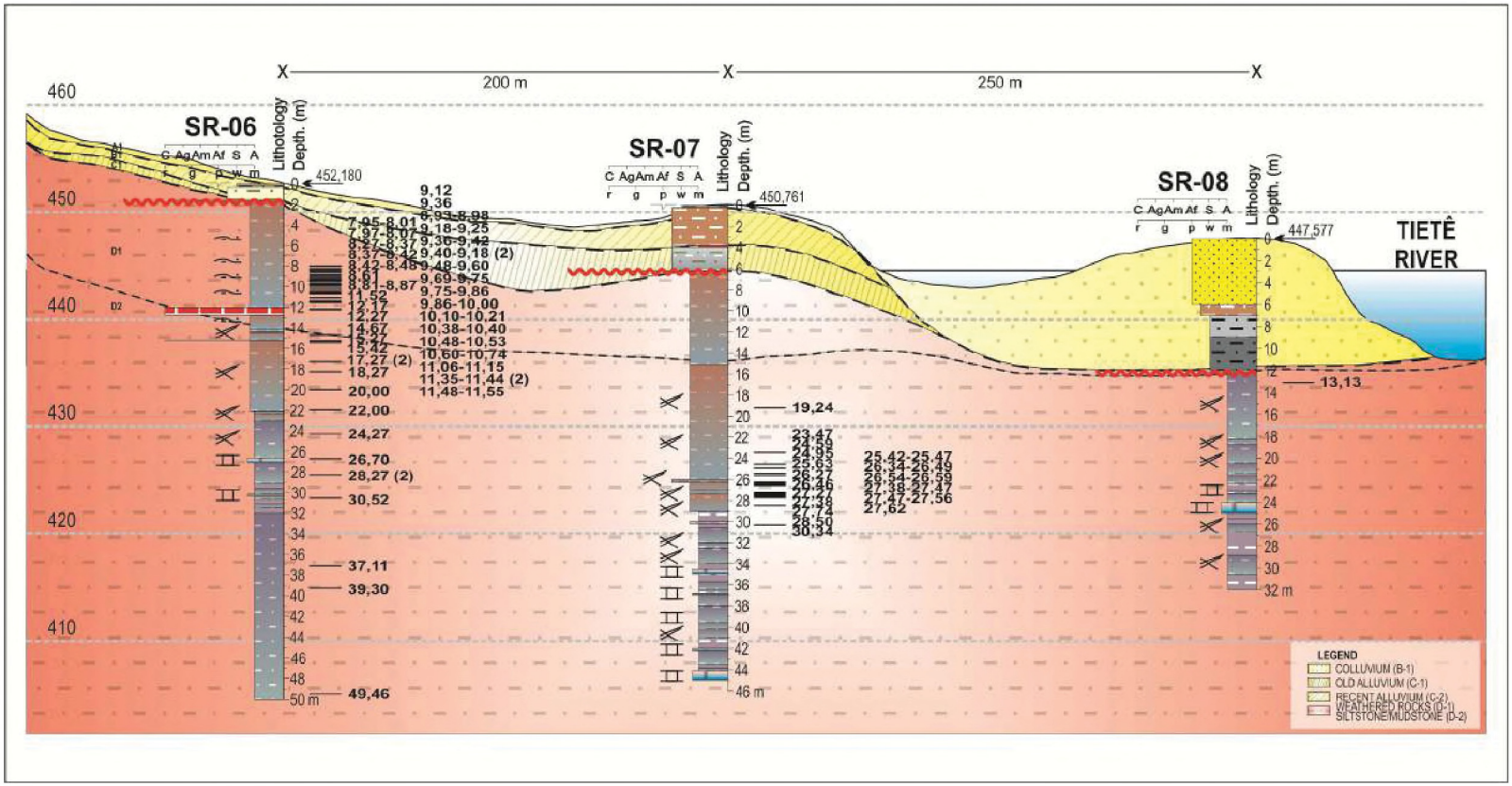
Foram analisadas 65 lâminas petrográficas procedentes dos furos de sondagem SR-06, SR-07 e SR-08 executados pelo IPT na caracterização geotécnica do sexto eixo alternativo da "Barragem de Laras" (DAEE, 1971; Figura 2.3.3). A área de estudo localiza-se no trecho do Médio Rio Tietê, entre Laras e Porto Martins, e o Eixo 6 situa-se 3,5 km a montante da cidade de Anhembi (SP) (IPT, 1970; Figura 2.3.1). Os perfis de poços, mapas de localização e dados regionais provêm dos relatórios técnicos geológico-geotécnios do Projeto Laras, cuja acesso é público e pode ser consultado na Biblioteca do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (IPT, 1970; DAEE, 1971). Os apêndices 4 a 6 contam os perfis descritivos dos furos de sondagem, adaptados de IPT (1970).

As lâminas petrográficas resultam da coleta para microfósseis realizada por Maranhão (1995), que analisou os poços SR-06 e SR-07 pelo método de desagregação e ataque com peróxido de hidrogênio. Ao todo, as 65 lâminas representam 60 amostras, com cinco duplicatas para amostras do furo SR-07. Todas as lâminas foram analisadas qualitativa e semiquantitativamente (classes de abundância). A leitura do conteúdo das lâminas delgadas foi realizada com auxílio de um microscópio óptico petrográfico binocular Zeiss Imager.A1, de luz transmitida e polarizada, equipado com lentes oculares (16x), objetivas (1,25x, 5,0x, 10x, 20x, 50x, 63x e 100x) e máquina fotográfica digital AxioCam HRc acoplada.

Para as classes de abundância foram considerados os seguintes números de indivíduos: 0-5 (Raro – RA); 6-10 (Comum – CO); 11-25 (Frequente – FR); 26-50 (Abundante – AB); > 50 (Muito abundante – MA).

As interpretações microfaciológicas levaram em consideração trabalhos anteriores, tais como Mello e Sousa (1985), Rohn (1994), Maranhão (1995) e Meghlioratti (2006) (Tabela 2.3.1).

FIGURA 2.3.3 - SEÇÃO GEOLÓGICA E POSIÇÃO DAS AMOSTRAS DE ESTUDO NAS SONDAGENS ROTATIVAS



FONTE: Modificado de IPT (1970) e DAEE (1971).

TABELA 2.3.1 - MICROFÁCIES DOS FUROS DE SONDAGEM DA BARRAGEM DE LARAS

Microfácies	Descrição sucinta	Principais componentes	Bioclastos	Interpretações/Comparações
MS-1	Argilito/siltito laminado localmente cimentado por calcita, bioturbado; siltito intercalado com arenito muito fino com estratificação cruzada *hummocky*, ou parcialmente dolomitizado	Quartzo, Feldspato potássico, Filossilicatos, Calcita, Dolomita, Plagioclásio, Matéria orgânica	Raras espículas silicosas e carbonáticas, foraminíferos	Depósitos em condições alternadas de transporte de material de fundo e suspensão em fases de marés estacionárias (Fácies IIIa, Mello e Souza, 1985); ou influência de ondas (Fácies 1.1, Rohn, 1994; Fácies RH, Meghlioratti, 2006)
MS-2	Arenito fino a médio, matriz argilosa, localmente cimentado por calcítica e por vezes com fragmentos líticos, bioturbado	Quartzo, Feldspato potássico, Filossilicatos, Calcita, Plagioclásio, Zircão, Matéria orgânica	Raras espículas silicosas, *Lepidophylloides corumbataensis*	Depósitos de lentes psamíticas finas e acamamento lenticular formado em fases de marés estacionárias ou períodos de velocidade mais baixa (Fácies IIIb, Mello e Souza, 1985); ou suspensão e rápida redeposição de material sob influência de fluxos oscilatórios (Fácies 1.3, Rohn, 1994; Tafofácies TCS-2, Maranhão 1995)
MM-1	Siltito laminado cimentado por calcita, bioturbado com espículas de esponjas	Quartzo, Feldspato potássico, Filossilicatos, Calcita, Dolomita, Plagioclásio, Matéria orgânica	Raras a comuns espículas silicosas e carbonáticas,ostracodes, bivalves, foraminíferos, *Lepidophylloides corumbataensis*	Depósitos de ambiente de baixa energia, por decantação de material em suspensão, em inundações episódias associadas a fases de máre estacionária ou abaixo do nível de base de ondas (Fácies IV e VIII, Mello e Souza, 1985; Tafofácies TSA-2/TT-9, Maranhão 1995)
MM-2	Intercalações de arenito muito fino com siltito e bioturbações arenosas. Cimentado intersticialmente por calcita e parcialmente dolomitizado	Quartzo, Feldspato potássico, Plagioclásio, Filossilicatos, Calcita, Dolomita, Zircão, Minerais opacos, Matéria orgânica	Comuns a abundantes espículas silicosas e carbonáticas, ostracodes, foraminíferos ?	Depósitos de fluxos oscilatórios entre *shoreface* a alto mar, próximo do nível de base de ondas de tempestade (Fácies II, Mello e Souza 1985; Tafofácies TSA-1, Maranhão 1995; Fácies Acarb, Meghlioratti, 2006)
MC-1	*Wackestone* bioclástico impuro, com quartzo e carbonato ferruginizado. Parcialmente silicificado	Calcita, Siderita, Dolomita, Quartzo, Feldspato potássico, Filossilicatos, Calcedônia, Matéria orgânica	Abundantes a frequentes espículas silicosas e carbonáticas, ostracodes, foraminífero ?, *Lepidophylloides corumbataensis*, fragmento de equinoderme ?	Depósitos de ambientes de água rasa e baixa energia com grandes quantidades de material em suspensão, em fases de marés estacionárias (Fácies VII, Mello e Souza 1985); ou margem de pequenos corpos d'água e canais (Fácies 2.4, Rohn, 1994) com bioclastos indicando ambiente restrito, de baixa energia, próximo à desembocadura de rios, provavelmente em fundo de corpo d'água semi-isolado, com afluência de água doce inferido por valores de $^{86}Sr/^{87}Sr$ (Tafofácies TT-7/TT-16, Maranhão, 1995). Bioclastos são pouco remobilizados e raramente fragmentos devido baixa energia (Fácies BM, Meghlioratti, 2006)
MC-2	*Packstone* peloidal bioturbado, parcial a totalmente silicificado	Calcita, Calcedônia, Dolomita, Minerais opacos, Matéria orgânica	Abundantes ostracodes, bivalves e *Lepidophylloides corumbataensis*	Depósitos de águas rasas de baixa energia, trás "recifes" ou margem de pequenos corpos d'água e canais (Fácies 2.4, Rohn, 1994)
MC-3	*Boundstone* parcialmente silicificado	Calcita, Calcedônia, dolomita, Minerais opacos, Matéria orgânica	Comuns espículas carbonáticas, ostracodes, bivalves, foraminíferos, *Lepidophylloides corumbataensis*	Possível desenvolvimento de cianobactérias em corpos d'água restritos, hipersalinos (Fácies 2.6, Rohn, 1994; Tafofácies TT-5, Maranhão 1995)

FONTE: O autor (2019).

2.3.3 Resultados

Microfácies dos furos de sondagem

A ánalise de microfácies nas sondagens rasas de Anhembi verificou a presença de três grandes grupos de microfácies, siliciclásticas, mistas e carbonáticas, comportando no total, sete microfácies. Cada qual recebou o prefixo M, de "microfácies", seguido de um qualificador condizente com o grupo de microfácies a que pertence, sendo S para "siliciclástica", M para "carbonático-siliciclástica mista" e C para "carbonática". A Tabela 2.3.1 resume as sete microfácies identificadas nos furos SR-06, SR-07 e SR-08, contemplando descrição sucinta, principais componentes bióticos e abióticos e as relações dessas microfácies com aquelas descritas por outros autores. A seguir, destacam-se as características mais importantes das microfácies, por furo de sondagem analisado.

Microfácies do Furo SR-06

O Furo SR-06 atingiu 50 m de profundidade e a partir de 2 m recuperou rochas alteradas da Formação Corumbataí (Figura 2.3.4). A amostragem contemplou o intervalo 7,95 – 49,46 m, e a análise de microfácies indentificou a presença de seis das sete microfácies presentes na seção.

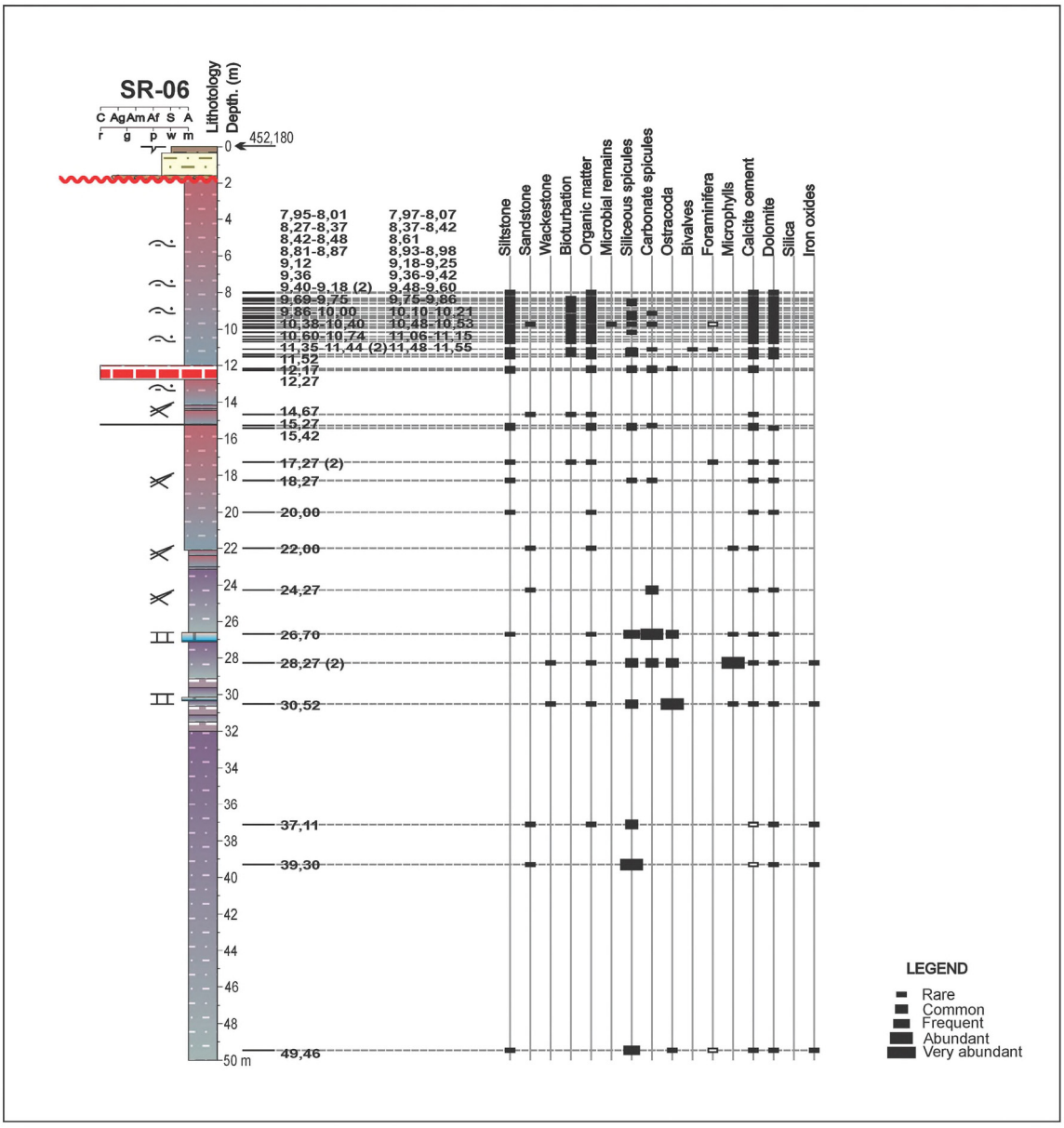
Predomina a microfácies MS-1, com siltitos laminados localmente cimentados por calcita e dolomita. As laminações são marcadas por alternâncias de siltito e argilito, ou arenito fino, ocorrendo microlaminação *hummocky* (Figura 2.3.5A). Na porção superior do poço predominam fácies cuja laminação é obliterada por bioturbações verticais a subverticais e túneis (Figuras 2.3.5B e C). Gretas de contração podem ser vistas em algumas lâminas. Microfósseis nessa fácies são raros e pouco diversos, contando apenas com espículas silicosas e valvas isoladas de moluscos bivalves.

Por outro lado, na microfácies MS-2, arenitos fino a médio, com *microhummocky* e fragmentos líticos e matriz argilosa, interpretada como paleossolo, microfósseis são mais frequentes, e abundantes, como no caso das espículas silicosas. Raros microfitólitos também ocorrem.

A variação da cimentação carbonática das microfácies MS-1 e MS-2 reflete-se nas microfácies MM-1 e MM-2, cuja principal distinção se dá pela proporção de calcita, calcita ferrosa e dolomita se aproxima a 50% frente aos grãos siliciclásticos (Figura 2.3.5D). Microfósseis são mais diversos, incluindo tanto espículas silicosas quanto carbonáticas, ostracodes e bivalves em MM-1, e como MS-2, MM-2 também apresenta maior quantidade de microfósseis, incluindo micrófilos de licófita e ostracodes.

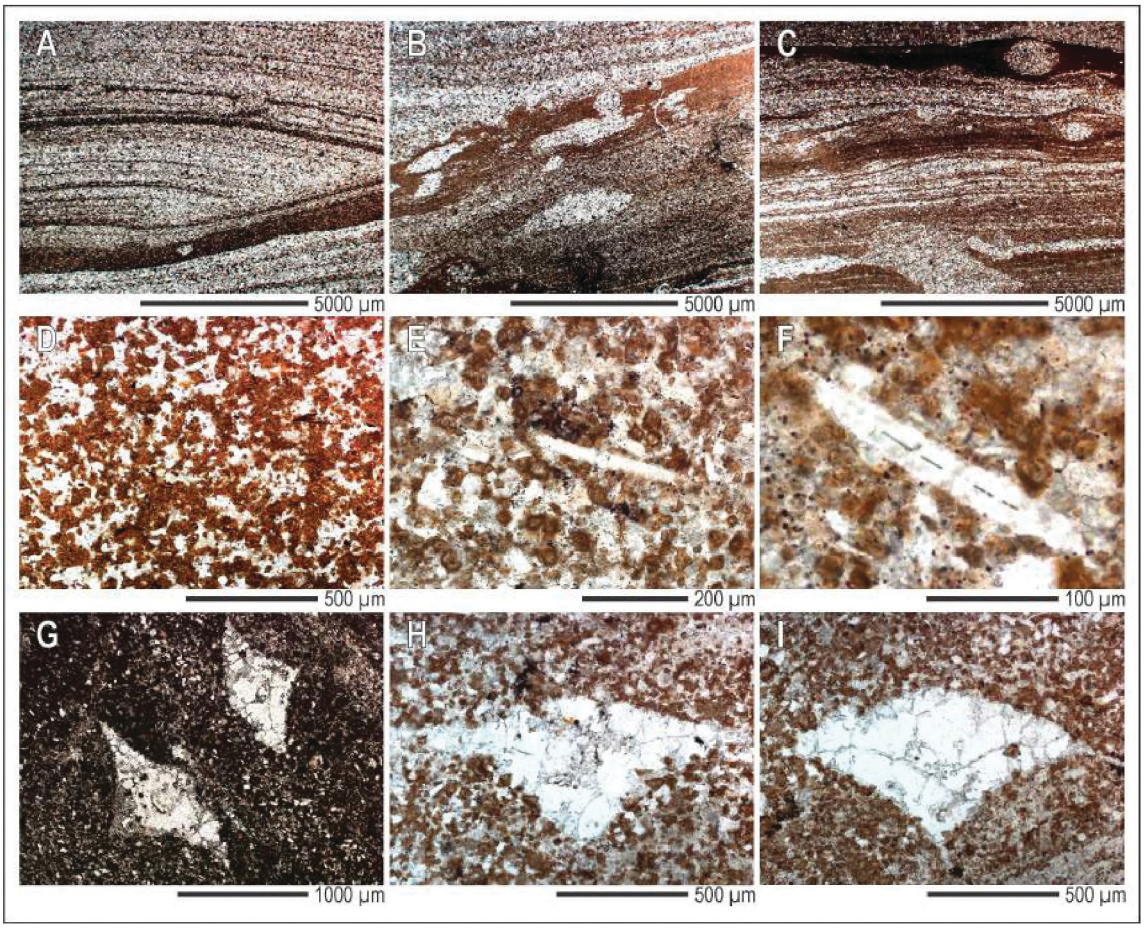
A 28,27 m ocorre *wackestone* bioclástico impuro (MC-1), siderita, espículas de esponjas silicosas e carbonáticas, com canal axial bem preservado (Figuras 2.3.5E e F), ostracodes, e muito bem prervados micrófilos de licófita, classificados como *Lepidophylloides corumbataensis* (Figura 2.3.5G a I), silicificados ou preenchidos por calcita.

FIGURA 2.3.4 - SEÇÃO COLUNAR E DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES DA SONDAGEM SR-06



FONTE: Seção colunar modificada de IPT (1970).

FIGURA 2.3.5 - MICROFÁCIES DO FURO SR-06



FONTE: O autor (2019).

LEGENDA: A-C) Intercalações de siltito/argilito e arenito muito fino, com microestratificação *hummocky* [A) prof. 8,42-8,48 m], ou intensamente bioturbados [B) prof. 10,10-10,21 m; C) prof. 9,36-9,42], fotomicrografias com nicóis paralelos. D) Siltito dolomitizado, prof. 39,30 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. E-F) Espículas silicosas em siltito com cimentação calcítica intersticial, prof. 28,27 m, fotomicrografias com nicóis paralelos. G-I) Micrófilos de *Lepidophylloides corumbataensis*, prof. 28,27 m, fotomicrografias com nicóis paralelos.

Microfácies dos furos SR-07 e SR-08

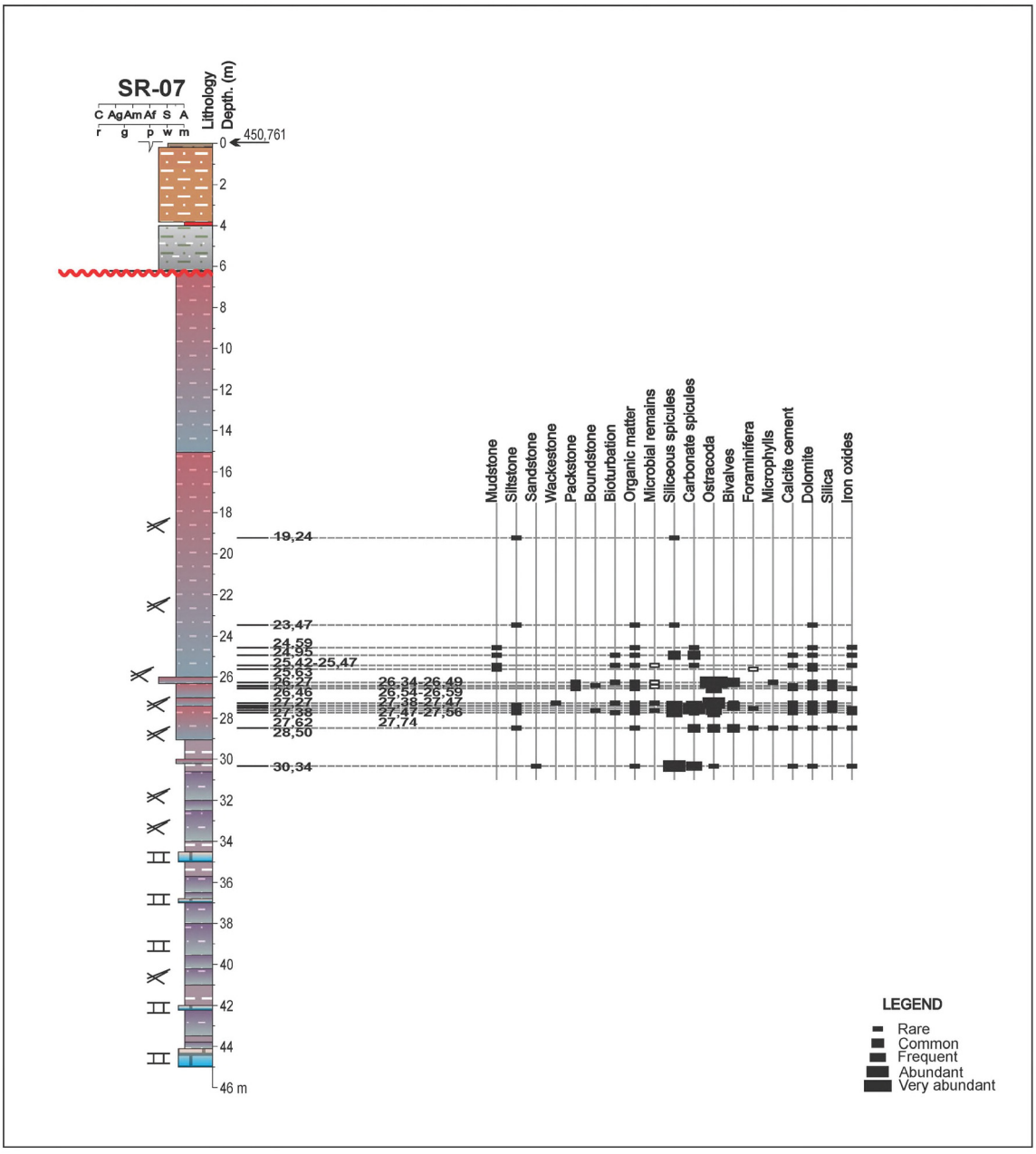
O intervalo amostrado do Furo SR-07 correlaciona-se ao intervalo carbonático do Furo SR-06, e abrangeu lâminas de 19,24 a 30,34 m, principalmente de microfácies carbonático-siliciclástica mistas e carbonáticas (Figura 2.3.6). Foi analisada apenas uma lâmina do Furo SR-08 (Figura 2.3.7) cuja correlação com os outros furos pode ser visualizada na Figura 2.2.3.

Desta ênfase em camadas com maior teor carbonático, foi possível identifcar maior frequência e quantidade de bioclastos que no Furo SR-06. Além das microfácies já descritas, destaca-se a ocorrência de *packstones* peloidais-bioclásticos da microfácies MC-2 (Figuras 2.3.8A e B), com predominío de ostracodes, ocorrendo na forma de carapaças e valvas isoladas (Figuras 2.3.8C e D). Além de ostracodes, vários níveis contam com pequenos foraminíferos bentônicos, entre eles um exemplar de teca hialina (Figura 2.3.8E).

Outra microfácies carbonática MC-3, retrata *boundstone* parcialmente silicificado, com preservação inclusive de estuturas microbianas (Figura 2.3.8F). Pequenas estruturas de parede vacuolar, que lembram a morfologia de briozoários foram identificados em siltito carbonático da microfácies MM-2 (Figura 2.3.8G). Subordinamente, também ocorre maior quantidade de espículas de espongiários, com destaque a ocorrência frequente de espículas carbonáticas (Furo SR-08, Figura 2.3.8H) e espículas triaxiais (Figura 2.3.8I).

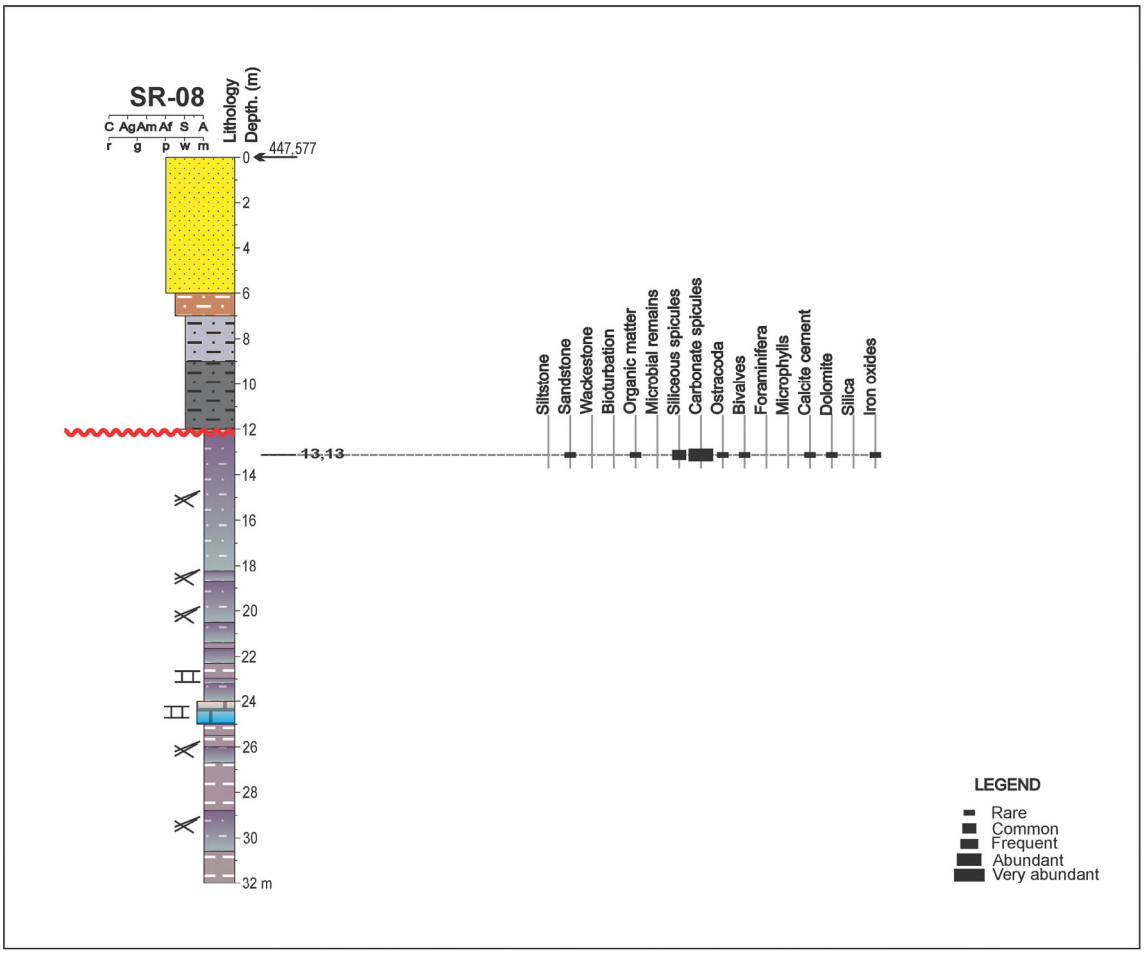
Quanto a aspectos diagenéticos, parte das lâminas carbonáticas encontra-se silificada, e em especial nas microfácies MC-2 (*packstones*) e MC-3 (*boundstones*). Nestes, ocorrem ainda pequenos corpos silicificados com textura porosa (Figuras 2.3.8J e K), identificadas como espongiários. Nas lâminas petrográficas foi possível constatar que após a cimentação dos grãos carbonáticos (peloides, bioclastos, micrita), ocorreu uma fase de silicificação ou remobilização da sílica (biogênica ?), com formação de calcedônia goetítica (Figura 2.3.8L), seguida de dolomitização (Figura 2.3.8M), fraturamento, cimentação calcítica (Figura 2.3.8N). Dentro de calcitas que preenchem fraturas foi possível identificar inclusive anidrita (Figura 2.3.8O), que deve representar o estágio final de cristalização meso a telodiagenética.

FIGURA 2.3.6 - SEÇÃO COLUNAR E DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES DA SONDAGEM SR-07



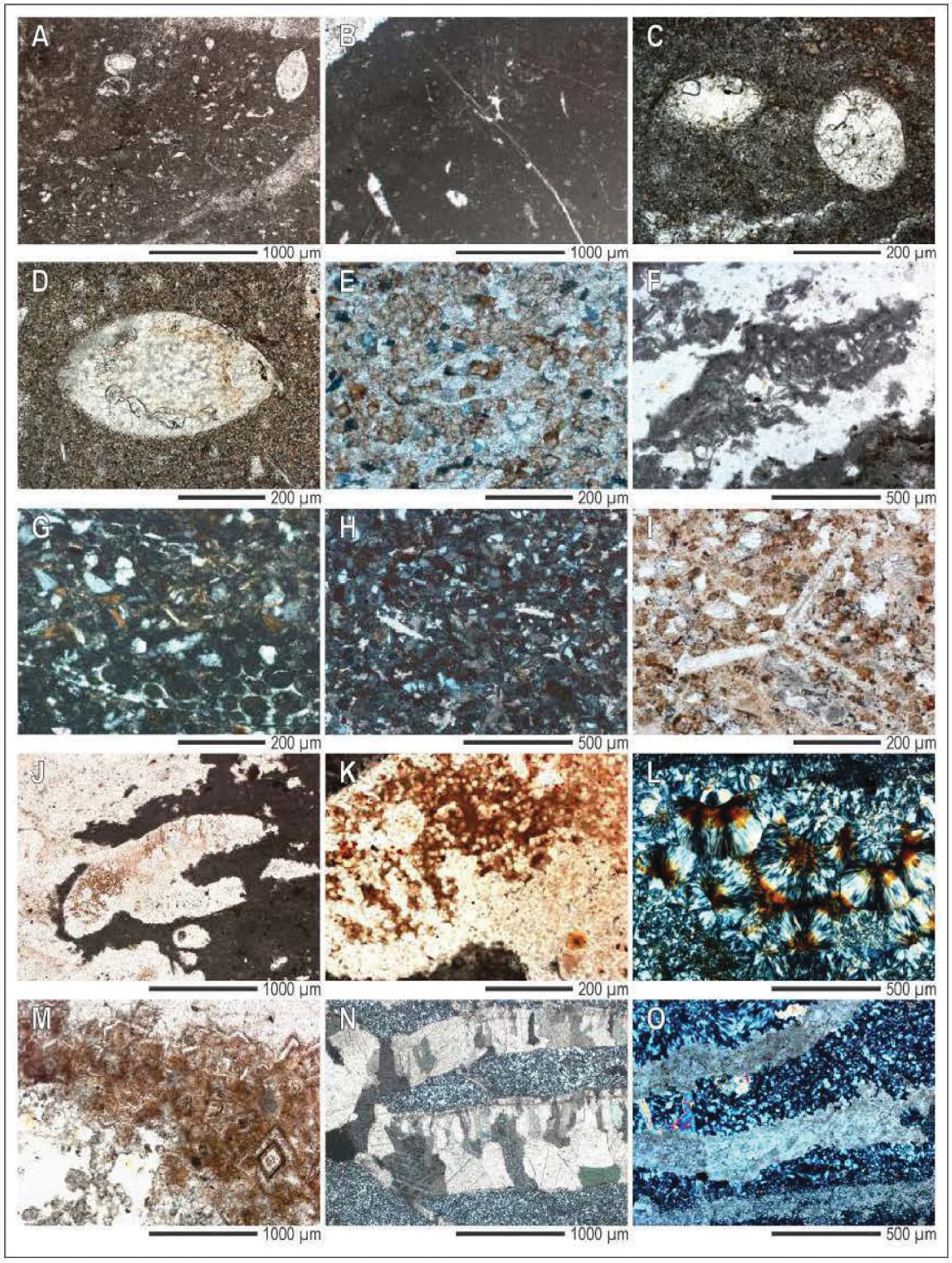
FONTE: Seção colunar modificada de IPT (1970).

FIGURA 2.3.7 - SEÇÃO COLUNAR E DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÁCIES DA SONDAGEM SR-08



FONTE: Seção colunar modificada de IPT (1970).

FIGURA 2.3.8 - MICROFÁCIES DOS FUROS SR-07 E SR-08



FONTE: O autor (2019).

LEGENDA: A) *Packstone* peloidal bioclástico, SR-07, prof. 26,27 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. B) *Packstone* peloidal com ostracode, SR-07, prof. 26,46 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. C) Ostracodes de carapaça lisa, SR-07, prof. 26,34-26,49 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. D) Ostracode com interior silicificado, SR-07, prof. 26,27 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. E) Foraminífero bentônico hialino, SR-07, prof. 28,50 m, fotomicrografia com nicóis cruzados. F) Textura microbialítica em *boundstone* parcialmente silicificado, SR-07, prof. 27,62 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. G) Bioclastos silicosos com textura alveolar, SR-07, prof. 27,38-

27,47 m, fotomicrografia com nicóis cruzados. H) Espículas de esponja carbonáticas, SR-08, prof. 13,13 m, fotomicrografia com nicóis cruzados. I) Espículas de esponja carbonáticas com arranjo triaxial, SR-07, prof. 27,47-27,56 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. J-K) Bioclasto silicoso com textura esponjosa em *boundstone,* SR-07, prof. 27,62 m, fotomicrografias com nicóis paralelos. L) Calcedônia com intervalos de cristalização de óxidos, SR-07, prof. 26,54-26,59 m, fotomicrografia com nicóis cruzados. M) Dolomita com bandas de cristalização, SR-07, prof. 27,62 m, fotomicrografia com nicóis paralelos. N) Fratura preenchida por calcita, SR-07, prof. 26,34-26,49 m, fotomicrografia com nicóis cruzados. O) Fraturas de calcita em calcedônia, com pequenos cristais de maior birrefringência de anidrita, SR-07, prof. 27,27 m, fotomicrografia com nicóis cruzados.

2.3.4 Discussões

Paleoecologia

As sete microfácies identificados nos furos de sondagem permitem reflexões paleoambientais específicas (Tabela 2.3.1). A microfácies MS-1 pode ser correlacionada à Fácies IIIa de Mello e Sousa (1985), que a interpretou como produto de depósitos alternados de material de fundo e suspensão de material em fases de marés estacionários, ou simplesmente o depóstios de influência de ondas (Fácies 1.1, Rohn 1994; Fácies RH, Meghlioratti 2006). De maneira similar, a microfácies MS-2, mais psamítica, representa o aumento de energia desses respectivos ambientes (Fácies IIIb de Mello e Sousa 1985; Fácies 1.3, Rohn 1994, respectivamente). Nesse contexto, a maior acumulação de bioclastos se deveu a rápida deposição de material sob influência de fluxos oscilatórios (Tafofácies TCS-2, Maranhão 1995).

As microfácies siliciclástico-mistas (MM-1 e MM-2) podem ser atribuídas a depósitos de baixa energia (MM-1, Mello e Sousa 1985; Maranhão 1995), como o produto de decantação de material em suspensão em inundações episódicas e associadas a fases de maré estacionária ou abaixo do nível de base de ação de ondas. Nesse contexto, a cimentação carbonática pode ser o reflexo de condições progressivamente mais áridas que favorecem a precipitação de $CaCo_3$ intersticial. O mesmo aplica-se para a microfácies MM-2, com distinção à hidrodinâmica do ambiente, pouco mais elevada, de ambientes entre *shoreface* e alto mar (Mello e Sousa 1985), ou próximo ao nível de base de ondas de tempestade (Maranhão 1995; Meghlioratti 2006).

Por outro lado, as microfácies carbonáticas (MC-1, 2 e 3), texturalmente micríticas, refletem condições de baixa energia (Mello e Sousa 1985). Rohn (1994) relacionou estes depóstios à margem de pequenos corpos d'água e canais (MC-1). *Packstones* peloidais (MC-2) poderiam inclusive posicionar-se em ambientes protegidos, como atrás de recifes (Rohn 1994), e construções estromatolíticas provavelmente refletiriam o desenvolvimento de cianobactérias em corpos de água restritos, hipersalinos (Rohn 1994; Maranhão 1995).

A presença de microfósseis marinhos nas lâminas petrográficas, incluindo espículas de espongiários, carbonáticas e triaxiais, exclusivas marinhas, e foraminíferos bentônicos, assim como reportado por Fúlfaro *et al.* (1978), reforçam a ideia de conexão oceânica, por mais remota e esporádica que tenha sido, durante a deposição da Formação Corumbataí. A maior frequência de microfósseis nas fácies de maior energia, e nas microfácies carbonáticas pode indicar que os processos tafonômicos de concentração atuaram mais efetivamente nestas fácies, como bem estressado por Maranhão (1995). Os níveis com concentração de ostracodes no Furo SR-07 (entre 26,0-27,0 m) é compatível com a maior recuperação de ostracodes por desagregação das amostras realizada por Maranhão (1995).

Sobre a presença de micrófilos de licófita, todavia, pode-se estimar pela preservação e concentração das folhas rápido soterramento e pouco transporte, e pouco transporte, uma vez que foram bem preservados (Faria 2009).

Regionalmente, embora Landim (1970) tenha interpretado o ambiente de sedimentação da Formação Corumbataí como lacustre com raras fases fluviais e a silicificação epigenética, as conclusões de Mezzalira (1980) mostram-se mais aplicáveis. Mezzalira (1980) havia concluído que a paleoecologia dos afloramentos, derivada das associações fossilíferas reconhecidas indicariam disponibilidade contínua de água doce, e que as localidades possivelmente eram adjascentes a um lago ou rio não sujeito à ação contínua de ondas.

Neste cenário, influenciado esporádicamente por conexão oceânica (Fúlfaro *et al.* 1978; Mello e Sousa 1985) se depositaram os estratos da Formação Corumbataí amostrados nas sondagens rasas do Projeto Laras. A presença de microfósseis típicos de água doce, como as impressões de carófita descritos por Ragonha & Soares (1974) provenieram desses corpos d'água adjascentes, e sugerem ambiente de águas calmas com forte afluxo de mareiral de forma que os oósporos sofreram soterramento relativamente rápido, não propiciando condições à

germinação (Ragonha & Soares 1974). Como frisado por Maranhão & Petri (1996) a presença das carófitas por si só não são bons indicadores de paleossalinidade, mas sim de influência de água doce no contexto paleoambiental. Análises de concentração de isótopos de Sr em amostras com carófitas da Formação Teresina realizadas por Maranhão (1995) são compatívies com afluência de água doce.

Adicionalmente, Meghlioratti (2006) constatou a presença de dois níveis de paleossolo no furo FP-12-SP, um próximo ao limite com a Formação Piramboia, e outro associado às coquinas com associação de *Pinzonella neotropica*, ~120 m do topo da Formação Irati (Rohn 2001). Texturalmente, um arenito médio com fragmentos líticos e matriz argilosa observado no Furo SR-06 também trata-se de um paleossolo, indicando que o ambiente como um todo deveria ser relativamente raso e também esporadicamente sujeito à exposições, o que também é reforçado pela presença de gretas de contração.

Boundstones com fragmentos microbiais e espongiários (MC-3) representariam ambientes marginais a este ambiente marinho sob influência de corpos de água doce, e a silicificação identificada em petrografia mostra-se sindeposicional, provalvelmente biogênica, ao contrário do previsto por Landim (1970), que preconizou que a baixa quantidade de espículas impediria-as de ser a fonte da sílica, e essa teria origem epigenética. Relações texturais apontam que fases diagenética posteriores incluíram cimentação dolomítica, segunda fase de cimentação calcítica e precipitação de anidrita, denotando contexto diagenético com substrato enriquecido em sais e clima progressivamente mais árido.

Bioestratigrafia

O principal microfóssil com importância bioestratigráfica presente nas lâminas são os micrófilos de licófita. Considerando a afinidade de *Lepidophylloides corumbataensis* com *Lycopodiopsis derbyi*, conforme proposto por Faria (2009), a presença dos microfitólitos pode ser aplicado como fóssil guia para a Fitozona de *Lycopodiopsis derbyi*, cronocorrelata com as biozonas de Pinzonellinae (Mezzalira 1980; Rohn 1994, 2001; Holz *et al.* 2010; Figura 2.3.2).

Considerando ainda que na região o contato entre a Formação Corumbataí e a Formação Piramboia ocorre entre as cotas 460 e 545 m (Araújo *et al.* 2006), e é caracterizado por uma superfície de discordância (Rohn 2001), é possível estimar a posição aproximada dentro da biozona para as camadas portadores de *Lepidophyloides corumbataensis*, nos furos de sondagem rasa de Anhembi, ao levar em consideração três aspectos:

a) cota dos furos de sondagem (~ 450 m);

b) projeção de topo da Formação Corumbataí (~ 485 m, Araújo *et al.* 2006)

c) espessura esperada para a Formação Corumbataí (< 170 m, Tabela 2.3.2).

Ao admitir estes aspectos como corretos, estima-se que nas sondagens SR-06 e SR-07 as camadas portadoras de *L. corumbataensis* estariam aproximadamente a uma cota 425 m, e portanto 60 m abaixo do topo esperado para a Formação Corumbataí. Considerando que a espessura da unidade nesta localidade deva variar entre 170 m (Soares & Landim 1973; Rohn 2001) e 125 m (Landim 1970; Mezzalira 1980), o intervalo estudado pode compreender estratos entre 65 e 110 m acima do topo da Formação Irati. Para a região de Anhembi, tal intervalo estratigráfico pode tanto compreender a Cenozona de *Pinzonella illusa – Plesiocyprinella carinata* quando *Pinzonella neotropica – Jacquesia brasiliensis* (Tabela 2.3.2).

TABELA 2.3.2 - CONSIDERAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ PARA A REGIÃO DE ANHEMBI (SP)

Referência	Espessura da Fm. Corumbataí	Horizontes fossilíferos*
Landim (1970)	130 m (afloramentos)	~110 m – Cenozona de *Pinzonella neotropica – Jacquesia brasiliensis* ~ 50 m – Cenozona de *Pinzonella illusa – Plesiocyprinella carinata*
Soares & Landim (1973); Ragonha & Soares (1974)	170 m (afloramentos)	~135-140 m – Nível M, sílex e margas com conglomerado com *Lycopodiopsis derbyi* e carófitas correlatas ~ 105 m – Nível N (sílex) ~ 80,0-85,0 m – Nível O (sílex), Cenozona de *Pinzonella illusa – Plesiocyprinella carinata*
Mezzalira (1980)	125 m (Poço profundo de Laras)	~ 83,0-82,5 m – *Lycopodiopsis derbyi*; *Thallites* ? sp. ~ 82,5 m – *Pecopteris* sp.; *Samaropsis* sp., fragmentos vegetais indeterminados ~ 5 m – *Anhembia froesi*
Rohn (2001)	170 m (Furo FP-12-SP)	~125 m – Cenozona de *Pinzonella neotropica*

*Horizontes fossilíferos em relação ao topo da Formação Irati.

Com relação às camadas silicificadas da Formação Corumbataí (Soares & Landim 1973; Ragonha & Soares 1974), topograficamente, e caso não haja falhas entre a localidade de Ragonha & Soares (1974), estes níveis portadores de micrófilos estariam posicionados abaixo no Nível M, e consequentemente das camadas com impressões de *Leonardosia langei*, e brechas intraformacionais com *L. derbyi*. Destaca-se que o nível mais constante com *L. derbyi* ocorre a aproximadamente 29 m do topo da discordância (Mezzalira 1980), entretanto, no poço profundo de Laras foram encontrados três níveis com *L. derbyi* situados entre 52 e 52,5 m de profundidade, a uma cota aproximada de 468 m (Mezzalira 1980; Sallun Filho *et al.* 2009).

Sendo assim, as camadas com *Lepidophylloides corumbataensis* das sondagens rasas de Anhembi encontram-se na Fitozona de *Licopodiopsis derbyi*, entre as associação de *Pinzonella neotropica* e *Pinzonella illusa*, possivelmente correlacionadas com o nível de sílex O de Soares & Landim (1973), e aos níveis

portadores de *L. derbyi* de Mezzalira (1980), no poços profundo de Laras, embora topograficamente abaixo. O desnível entre as camdas encontradas neste trabalho (~ 425 m) e aquelas de Mezzalira (1980, ~ 468 m), é da ordem de 40 m, e condizente com o rejeito de falha entre 30 e 40 m dentro da Formação Corumbataí entre as margens esquerda (Anhembi) e direita (Laras) do Rio Tietê, estimado por Mezzalira (1980). Da mesma forma que Rigby (1967) e Mezzalira (1980) observaram, os microfitólitos de *L. corumbataensis* foram preservados com cimentação calcítica.

2.3.5 Considerações gerais

A análise de microfácies nos furos de sondagem rasa do Eixo VI da Barragem de Laras, SR-06, SR-07 e SR-08 mostraram a presença de sete microfácies, duas siliciclásticas, duas carbonático-siliciclásticas mistas e três carbonáticas. A presença de microfósseis marinhos entre os quais espículas de espongiários e foraminíferos bentônicos reforça a ideia de conexão oceânica, ainda que episódica, durante a deposição da Formação Corumbataí. Por outro lado, a presença de oogônios de carófitas na região, associados aos fragmentos vegetais devem estar possivelmente relacionados à avulsão de canais, inundações, ou proximidade da desembocadura de corpos de água doce. Este cenário remete a um contexto bacianal proximal, com margens vegetadas, clima relativamente quente e seco, com desenvolvimento de estruturas estromatolíticas associadas à espongiários. Predominavam neste cenário marés associadas a fluxos oscilatórios como ondas de tempestade, conjugando elementos marinhos e não marinhos.

A presença de micrófilos de licófitas, bem preservados e atribuídos à *Lepidophylloides corumbataensis*, indica que as rochas pertencem à Fitozona de *Lycopodiopsis derbyi*, e correlata às biozonas de *Pinzonella illusa – Pinzonella neotropica*, e regionalmente, ao nível de sílex O, posicionando os estratos na porção média a superior da Formação Corumbataí.

Agradecimentos

Os autores agradecem à equipe de bibiotecários da Biblioteca do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo, em especial à Sra. Magali Rivos Fernadez Munõz e Sra. Kinue Saito, pelo acesso e cópia dos relatórios técnicos, mapas e perfis descritivos do Projeto Laras, e à Sra. Marli Araujo Ferreira Lima e ao Geol. Gerson Salviano Almeida Filho, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, pela autorização à consulta aos relatórios originais do Projeto Laras.

Referências

ARAÚJO, C.C.; YAMAMOTO, J.K.; ROSTIROLLA, S.R. Arenitos asfálticos na Bacia do Paraná: estudo das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 47-70. 2006.

BARBOSA, O.; GOMES, F.A. Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, *Boletim*, n. 171, 39 p., 1953.

BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. [org.]. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.* CPRM, Brasília, 2003. 692 p.

CALLEFO, F. *Análise tafonômica e paleoecológica de estruturas associadas a comunidades microbianas holocênicas e permianas*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinhas, 2014.

CHRISTIANO DE SOUZA, I.C.; RICARDI-BRANCO, F.; SILVA, A. M.; EL DASH, L. G.; FARIA, R. S. New approach for the study of paleofloras using geographical information systems applied to Glossopteris Flora. *Brazylian Journal of Geology*, v. 44, n. 4, p. 681-689. 2014.

DAEE. *Projeto Laras*. São Paulo: Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo, 1971. Relatório técnico.

FARIA, R.S. *Licófitas guadalupianas da Bacia do Paraná: novos dados morfoanatômicos*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2009.

FÚLFARO, J.V.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; CANUTO, J.R. Considerações sobre a gênese da Formação Estrada Nova (P) da Bacia do Paraná. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 1978, Recife, SBG, *Resumo das Comunicações*, p. 158.

HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P. A.; IANNUZZI, R.; ROHN, R. 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*, v. 29, p. 381-399, 2010.

IPT. *Estudos ,geológicos e geotécnicos dos eixos VI e VII da Barragem de Laras, município de Anhembi*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 1970. Relatório técnico.

LANDIM, P.M.B. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). DNPM - DGM, Rio de Janeiro, *Boletim*, n. 252, 122 p., 1970.

LIMA, M.R.; SUNDARAM, D. Reavaliação dos dados palinológicos do neopaleozoico brasileiro. *Boletim IG – USP*, v. 13, p. 81-99. 1982.

LUCAS, S. G.; SHEN, S.-Z. The Permian timescale: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 450, 2017.

MARANHÃO, M. S. A. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico.*

2v, Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

MEGHLIORATTI, T. *Estratigrafia de sequências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo.* 132p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2006.

MELLO E SOUSA, S.H. *Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

MEZZALIRA, S. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 15-34. 1980.

MORENO, M. M. T.; ZANARDO, A.; ROCHA, R. R.; DEL ROVERI, C. Matéria-prima da formação Corumbataí na região do pólo cerâmico de Santa Gertrudes, SP, com características naturais para fabricação de argila expandida. *Cerâmica* (São Paulo. Impresso), v. 58, p. 342-348, 2012.

MORI, A. L. O.; DE SOUZA, P. A.; MARQUES, J. C.; LOPES, R. DA C. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2, p. 654–669, 2012.

NEVES, J. P.; ANELLI, L. E.; SIMÕES, M. G. Early Permian post-glacial bivalve faunas of the Itararé Group, Paraná Basin, Brazil: Paleoecology and biocorrelations with South American intraplate basins. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 52, p. 203–233, 2014.

RAGONHA, E. W. & SOARES, P. C. Ocorrência de carófitas fósseis na Formação Estrada Nova em Anhembi-SP. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre, SBG, *Anais*, 2:271-275.

RIGBY, J.F. New fossil plant locality near Laras, State of São Paulo. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 22, 1967, Curitiba, SBG, *Anais*, 201-208.

ROBERTO, P.F. Investigação paleontológica do evento hidrotermal de Anhmbi (SP) na Formação Teresina (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná). Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

ROHN, R. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.* 2v, 386p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1994.

ROHN, R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). *In:* MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. (eds.). *Correlação de sequências Paleozoicas Sul-Americanas.*Ciência-Técnica- Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 20: p. 209-218. 2001.

ROHN, R. Ciclos na Formação Teresina no Estado de São Paulo (Grupo Passa Dois, Permiano Superior). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador, SBG, *Anais*, 1:295-298.

SALLUN FILHO, W.; SALLUN, A.E.M.; TEIXEIRA, A.L.; NEGRI, F.A.; SOBRINHO, J.M.A. *Geologia de subsuperfície do Estado de São Paulo: 75 anos de levantamentos do Instituto Geológico (1932-2007)*. São Paulo: Instituto Geológico, 2009.

SÃO PAULO. Barragem permitirá implantação da navegação fluvial no estado. *Diário Oficial do Estado de São Paulo*, São Paulo. 21 mar. 1968. N. 54.

SIMÕES, M. G.; DAVID, J. M.; ANELLI, L. E.; KLEIN, C.; MATOS, S. A.; GUERRINI, V. B.; WARREN, L. V. The Permian Tiaraju bivalve assemblage, Passa Dois Group, southern Brazil: biostratigraphic and paleobiogeographic significance. *Brazilian Journal of Geology*, v. 47, n. 2, p. 209-224. 2017.

SOARES, P.C. Estruturas estromatolíticas do Permiano no Estado de São Paulo. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, 1972, Belém, SBG, *Resumo das comunicações*, v. 1, p. 249.1972.

SOARES, P.C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre, SBG, *Anais*, v. 4, p. 107-121.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, 1973, Aracaju, SBG, *Anais*, v. 1, p. 243-256.

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

TABOADA, A. C.; NEVES, J. P.; WEINSCHÜTZ, L. C.; PAGANI, M. A.; SIMÕES, M. G. *Eurydesma–Lyonia* fauna (Early Permian) from the Itararé group, Paraná Basin (Brazil): A paleobiogeographic W–E trans-Gondwanan marine connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 449, p. 431–454, 2016.

ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T.; DEL ROVERI, C.; MASSON, M. R.; BERNARDES, E. S. Petrografia da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro-SP. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004, Araxá - MG. *Anais*..., 2004. v. 1. p. T344-T344.

YAMAMOTO, J.K.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C.; MONTANHEIRO, T.J.; ARAÚJO, C.C.; KIYOHARA, P.K.; MATOS, S.L.F.; SOARES, P.C. A recordo of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brasil. *Nature*, v. 438, n. 10, p. 205-207. 2000.

3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A ideia inicial desta pesquisa diante da problemática paleoambiental do Grupo Passa Dois, era de preencher a lacuna de informações micropaleontológicas deste grupo a partir de uma seleção de amostras que abrangesse desde a Formação Irati até a porção basal da Formação Rio do Rasto. Até o início deste trabalho essas informações concentravam-se na região do Estado de São Paulo. Além disso, visava verificar se a ocorrência de microfósseis de afinidade marinha procedia ao longo dos afloramentos do Grupo Passa Dois e nos furos de sondagem, em qual ou quais unidades se concentravam, e caso não, até onde se estenderia.

Esperava-se ainda conhecer qual a abrangência e quais assembleias de microfósseis compunham esta sucessão estratigráfica, e, em cima de *datuns* estabelecidos (à priori o topo da Formação Irati e topo das biozonas de bivalves, rastreados por toda a bacia), esboçar um cenário microfaciológico que vigoraria nesses tempos de deposição, propondo a disposição estratigráfica de microfósseis de parede não-orgânica para a unidade, de tal forma a atender os objetivos da presente proposta.

Após a condução dos levantamentos de campo, amostragem de furos de sondagem, as análises microfaciológicas concluídas, os resultados apontaram que a Hipótese B, de que houve influência marinha durante a deposição do Grupo Passa Dois, provou-se verdadeira, e de maneira episódica. O Capítulo 2, apresenta as versões em português dos manuscritos preparado para publicação e divididos em três subcapítulos. O primeiro deles (Capítulo 2.1) versa sobre a distribuição das microfácies reconhecidas para o Grupo Passa Dois, em caráter regional, e apresenta o panorama inicial da ideia da Hipótese B. Além disso, comenta e apresenta um modelo hipotético de distribuição de microfácies específico para a Formação Teresina, que será base para outros trabalhos, oriundos desta mesma pesquisa.

Como as espículas de espongiários mostraram-se muito bem preservadas com ampla dispersão dentro do Grupo Passa Dois, além de bom reconhecimento em lâminas petrográficas, planejou-se também um manuscrito à parte para este tópico (Capítulo 2.2). Nele foi discutido os tipos de ocorrências das espículas,

associações microfaunísticas e implicações ambientais relacionadas ao caráter marinho das mesmas.

Por fim, ao longo desta pesquisa, adicionou-se mais 65 lâminas provenientes de sondagens rasas para fins geotécnicos que continham foraminíferos identificados pelo trabalho de Fúlfaro *et al.* (1978). Essas foram analisadas para fins de contextualização ambiental, e encadeamento com outros dados regionais de alta relevância na deposição da Formação Corumbataí, nos Estados de São Paulo, Mato Grosso e Goiás, como a ocorrência próxima de oogônios de carófitas (e.g. Ragonha & Soares 1974).

As páginas a seguir apresentam as considerações finais desta pesquisa, subdivididas em três principais tópicos: i) distribuição de microfácies e seu significado ambiental para o Grupo Passa Dois; ii) evidências de transgressão marinha, e; iii) idade do Grupo Passa Dois.

3.1 DISTRIBUIÇÃO DAS MICROFÁCIES

A análise de microfácies ao longo de grande parte da seção aflorante e nos dois furos de sondagem localizados na porção sul da bacia, permitu verificar quea recorrência das mesmas em uma ampla região, congregando treze microfácies principais para as quatro formações litoestratigráficas deste grupo (Capítulo 2.1). Dentre as microfácies, a mais predominante é a de siltitos e heterolitos silto arenosos frequentemente bioturbados, e entre os carbonatos predominam tanto os autóctones (de baixa energia ou bioconstruções) e parautóctones e alóctones (rudáceos).

A presença de microfósseis marinhos, raros foraminíferos aglutinantes e espículas de espongiários com glauconita autigênica (Capítulos 2.1/2.2), indica que parte das camadas carbonáticas ao menos relaciona-se a eventos episódicos de ingressão marinha, em um grande mar epêirico em condições de clima árido e restrito. Por outro lado, a contextualização de microfósseis marinhos próximos ou correlatos às ocorrências com microfósseis exclusivamente não-marinhos pode ser melhor compreendida na ánalise dos furos de sondagem da região de Anhembi (SP) (Capítulo 2.3). Nele, foi possível verificar para a Formação Corumbataí, correlata litoestratigraficamente às formações Serra Alta e Teresina na porção norte da Bacia

do Paraná, e mais especificamente para o intervalo estratigraficamente correspondente a Formação Teresina, Fitozona de *Lycopodiopsis derbyi*, que a concorrência de tipos de microfósseis ambientalmente antagônicos pode ser entendida pela avulsão de corpos d'água doce em ambiente marginal com influência marinha-oceânica.

A presença regional desses vários níveis com microfósseis marinhos, evoca que durante a deposição do Grupo Passa Dois, pelo menos da Formação Irati à Formação Teresina, havia um grande mar intracratônico sujeito a ambientes marginais costeiros e rios que afluíam água doce, similar ao proposto para o Grupo por Lavina (1991).

Neste cenário, tanto a Formação Irati quanto Teresina, portadoras de camadas carbonáticas em meio à sequência siliciclástica, apresentam camadas com granodecrescência ascendente, relacionados à deposição por fluxos de tempestade possivelmente (Rohn, 2007). Especificamente para a Formação Teresina, Rohn (1996, 2007) constatou a presença de ciclos de granocrescência ascendente pelíticos finos que gradam para arenitos finos e culminam em margas e carbonatos rudáceos foram discernidos como parassequências representativas de tempestitos distais gradando para proximais com eventual exposição, em condições cada vez mais secas. Foi constatado neste trabalho, também para a Formação Teresina que as camadas carbonáticas truncam, erosivamente as siliciclásticas, e representam, na maioria das vezes depósitos distais de fábricas carbonáticas, possivelmente isoladas.

Assim como Rohn (2007), considera-se que esta formação provavelmente se depositou em mar epêirico influenciado por ondas de tempestade e variações climáticas, cuja topografia relativamente plana da bacia proporcionou a disseminação de fácies similares através de amplas áreas, porém, enquanto nas regiões mais proximais desenvolveriam-se *shoals* oolíticos, dispersos por ondas para porções mais distais (Rohn 2007), nas mais distais desenvolveriam-se fundos anóxicos a subóxidos nos quais poucos invertebrados bentônicos proliferaram. Espículas de espongiários e *cherts* espiculitíticos provavelmente depositaram-se nesta configuração.

Simões *et al.* (2016) interpretam situação similar para a Formação Serra Alta, que materializaria uma fase de profunda sob essas condições químicas. Segundos os autores, ao menos duas condições paleoambientais deficientes em

oxigênio para a Formação Serra Alta. A primeira considera que tanto a porção mais superior do substrato quanto boa parte da coluna d'água seriam disóxicas. Bivalves escavadores seriam ausentes e a diversidade seria baixa, apesar da riqueza de poucas espécies em algumas camadas. A segunda configuração estima um substrato com sulfetos, anóxico, com massa d'água superior melhor oxigenada, colonizada por fauna de bivalves pouco diversa, incluindo espécies quimiobiontes. Os níveis fosfáticos seriam o registro de momentos de bacia faminta durante episódios de aumento do nível do mar, seguidos de raseamento, a partir da deposição da unidade seguinte.

Warren *et al.* (2015) interpretam os valores máximos de argilosidade da Formação Serra Alta como uma superfície de inundação máxima, o que implicaria também na ausência de camadas carbonáticas, menor quantidade de bioturbação e presença de pavimentos de conchas, em detrimento de coquinhas, tal como corroborado por este trabalho.

Durante a deposição das Formação Teresina, configuraçõeds mais rasas e áridas favoreceriam a deposição de carbonatos, enquanto condições de maior pluviosidade, o corpo d'água se expandia, com amior aporte de terrígenos e elementos continentais, culminando na sedimentação de siliciclastos (Rohn 2007). Embora microfácies similiares tenham sido encontradas por quase toda a bacia, a presença de barreiras geográficas deve ter existido, como preconizado por Zaine (1989). Isso explicaria a variação litoestratigráfica das formações Serra Alta e Teresina e a correlata Formação Corumbataí, na porção norte da Bacia do Paraná.

A Figura 3.1 sintetiza a ideia paleoambiental comparando diferentes situações paleoambientais presentes no Grupo Passa Dois. A Figura 3.1A, por exemplo, esboça um modelo de golfo, com desenvolvimento de estuário, e diferentes configurações de salinidade e dispersão de espécies de peixes (Mitsch & Gosselink 1993). Nestas diferentes configurações, microambientes de água doce nos corpos e cursos d'água marginais a litorâneos estariam vivendo próximos e concomitantemente a espécies oligo-halinas a poli-halinas, restritas ao estuário, estuário a marinhas ou mesmo, como no caso dos peixes, espécies anádromas (peixes marinhos que desovam em água doce) ou catádromas (peixes de água doce que procriam em águas do mar). A variação de salinidade deste complexo varia de marinho normal a doce conforme distancia-se da conexão oceânica (Figura 3.1B). Este complexo ecossistema retrata diversas configurações paleoambientais, que

similarmente podem explicar as diferentes microfácies e fósseis encontrados no Grupo Passa Dois.

Por exemplo, sobre a presença de *Xenacanthus* na Formação Corumbataí, Ragonha (1984) interpretou a ocorrência como indício de deposição não marinha. Entretanto na opinião de Würdig-Maciel (1975), a associação de *Xenacanthus* com dentes e escamas de paleoniscídeos poderia representar depósitos transportados de ambientes continentais para o interior de uma baía ou mar interno, muito similar à configuração proposta por Mitsch & Gosselink (1993).

Mitsch & Gosselink (1993) salientaram ainda que regiões pantanosas de água doce influenciadas por marés recebem a mesma influência de marés quanto pântanos costeiros salinos, porém carecem do estresse do sal. Além disso, podem ter mais influência do vento do que das marés lunares e invertebrados os invertebrados são predominantemente detritíveros e bentônicos. A fauna de bivalves do Grupo Passa Dois representa os principais bentônicos detritíveros da associação fossilífera.

Nesta configuração, o modelo hipotético de distribuição microfácies proposto para a Formação Teresina (Capítulo 2.1), conjugando microfácies siliciclásticas e carbonáticas para a deposição das biozonas de *P. illusa – P. neotropica*/Fitozona de *L. derbyi*, pode ser melhor visualizado em contexto de bacia, ao comparar com modelos atualísticos (Figura 3.1C). A morfologia de rampa conforme o modelo original de Blomeier *et al.* (2011), foi concebido originalmente para uma configuração paleogeográfica com conexão oceânica plena, contudo as microfácies aqui reconhecidas aplicam-se da mesma forma que as propostas por estes autores.

Para melhor entende-las, entretanto, seria melhor imaginar o bloco diagrama como um perfil dentro desta "baía" com conexão oceânica, proposta por Mitsch & Gosselink (1993), onde proximal relaciona-se à proximidade com os corpos de água doce, e distal às condições de fundo estagnado a pouco oxigenado, com maior influência marinha, contudo, sem condições de fundo para a proliferação de organismos bentônicos.

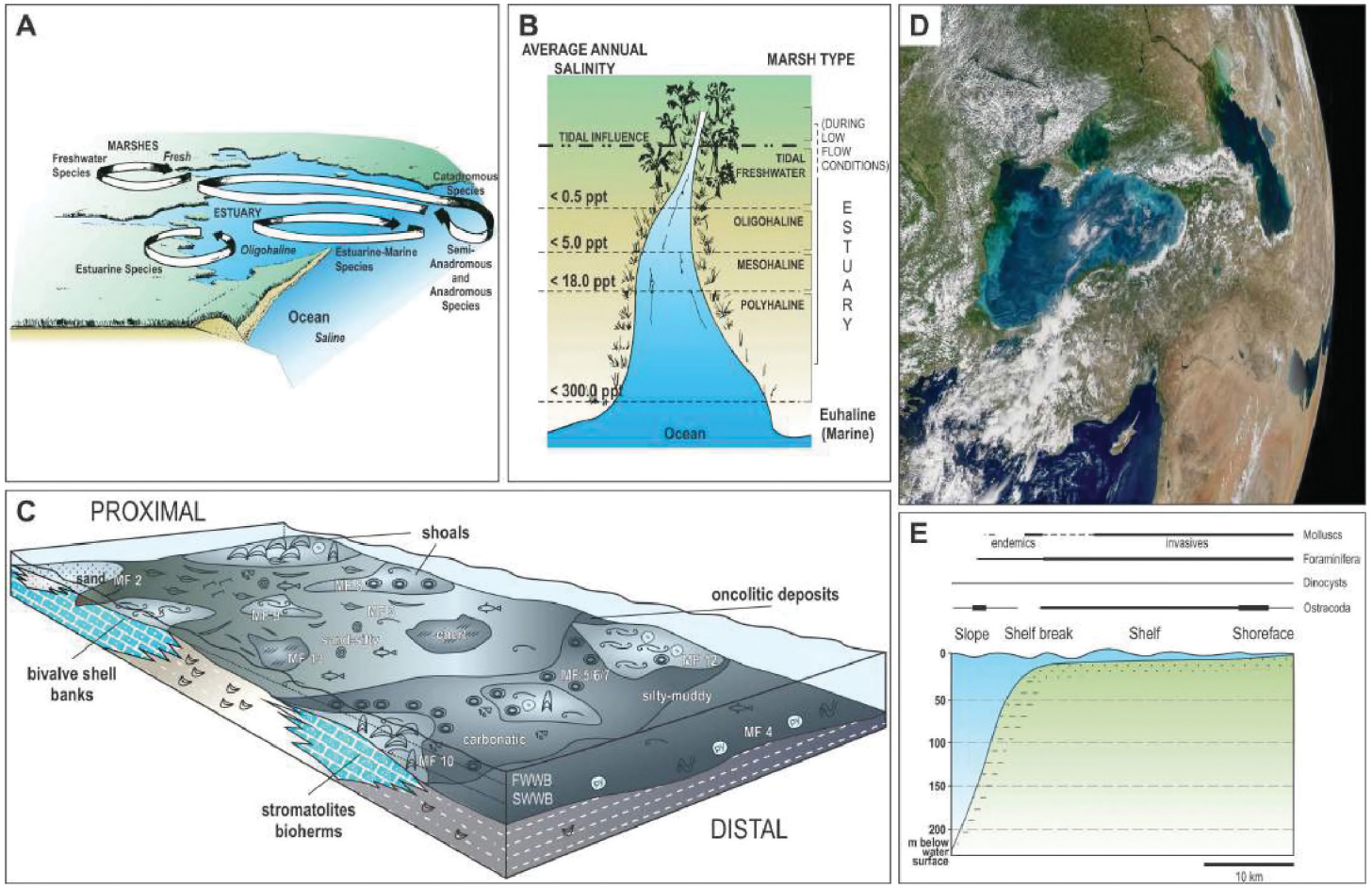
Comparando o modelo evolutivo dos bivalves do Grupo Passa Dois, cuja associação endêmica foi comparada aos casos atualísticos do Mar Cáspio (Runnegar & Newell, 1971), com a configuração geográfica, sedimentológica e microfaciológica atual do Mar Cáspio (Figuras 3.1D e E), é possível verificar algumas similiaridades faciológicas.

O Mar Cáspio possui dimensões continentais e faz parte do complexo com conexão marinha dos mares Mediterrâneo e Negro (Figura 3.1D), e representam atualmente um modelo de fechamento oceânico, tal qual a configuração do Grupo Passa Dois. O trabalho multidisciplinar de Leroy *et al.* (2018), por exemplo, mostrou a clara variação lateral e em profundidade das biofácies presentes no Mar Cáspio (Figura 3.1E). Neste trabalho, foraminíferos por exemplo, recuperados ao longo de um transecto no Mar Cáspio exibiram baixíssima diversidade, e pertencentes a um único grupo, e foram encontrados apenas até 25 m de profundidade. Abaixo disto, sua ocorrência foi rara e quando presente estavam retrabalhados, e destacam-se nas mesmas configurações batimétricas, ostracodes e moluscos endêmicos. Dinoflagelados podem ocorrer em todo espectro ambiental, do raso ao profundo. Outro estudo atualístico (Kakroodi 2012) mostrou que sondagens rasas, pleistocênicas, de até 12 m de profundidade, exibem drásticas variações de biofácies, cujos ambientes vão desde lagunar a depósitos de delta e marinho profundo.

Embora a densidade de amostras deste doutorado, para generalizações deste gênero, seja baixa, percebe-se uma semelhança biofaciológica do Mar Cáspio com o Grupo Passa Dois. Poucos níveis de foraminíferos bentônicos foram observados, em sua maioria aglutinantes, e foram encontrados principalmente em carbonatos rudáceos, ou seja, retrabalhados de porções mais proximais, talvez, batimetricamente mais rasas que 25 m. O mesmo aplica-se às camadas carbonáticas como um todo, que salvo raras exceções, representam depósitos de retrabalhamento, do que *in situ*. Assim como as sondagens rasas de Kakroodi (2012), a sucessão litológica-faciológica do Grupo Passa Dois mostra alta variabilidade de fácies (13 microfácies), muitas delas associadas à configurações proximais.

A carência de amostras da Formação Rio do Rasto, que não era o alvo deste estudo, não permite maiores inferências sobre ele.

FIGURA 3.1 – ANÁLOGOS PALEOECOLÓGICOS E ATUALÍSTICOS PARA A FORMAÇÃO TERESINA



FONTE: A) Modificado de Mitsch & Gosselink (1993); B) Adaptado de Odum *et al.* (1984); C) Adaptado de Blomeier *et al.* (2013); D) Banco de imagens da Nasa <https://www.nasa.gov/image-feature/turquoise-swirls-in-the-black-sea>; E) Adaptado de Leroy *al.* (2018). LEGENDA: A) Modelo idealizado de região estuarina com influência de marés e comportamento ecológico de grupos de peixes; B) Gradientes de salinidade de pântanos costeiros; C) Modelo de distribuição de microfácies da plaforma “Teresina”; D) Imagem de satélite panorâmica dos sistemas Mar-Mediterrâneo, Negro e Cáspio; E) Perfil esquemático paleobatimétrico do Mar Cáspio de distribuição biótica.

3.2 EVIDÊNCIAS DE TRANSGRESSÕES MARINHAS

Apesar de Mendes (1984) supor que uma bacia com franco domínio marinho seria, contudo, negligenciar parâmetros biológicos, pois conchostráceos e carófitas não se distribuiriam nestas sequências, e tampouco tolerariam condições de vida próximo aos mares, a quantidade de evidências de conexões marinhas para o Grupo Passa Dois é grande, e encontra-se sintetizada na Tabela 3.1, por região geográfica e por unidade estratigráfica.

Entre os palinomorfos, acritarcos são os principais indicadores de ambiente marinhos, e foram encontrados na Formação Irati em subsuperfíce (Picarelli 1986 *apud* Araújo 2001; Cazzulo-Kleipzig *et al.* 1989; Araújo 2001; Lages 2004; Souza *et al.* 1992 *apud* Anjos 2001) do sul ao norte da bacia, e em superfície (Marasco *et al.* 1993), no Estado de São Paulo). Cazzulo-Kleipzig *et al.* (1989) inclusive reconheceram um marco estratigráfico marinho em poços de sondagem da CPRM no topo da Formação Palermo à base da Formação Irati, com base em acritarcos, em poços do Rio Grande do Sul e sul de Santa Catarina.Um acritarco foi descrito recentemente para o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto, em Santa Catarina (di Pasquo *et al.* 2017).

Foraminíferos calcários e aglutinantes foram encontrados pontualmente nas formações Irati e Teresina. Na Formação Irati ocorrem em superfície (Campanha & Zaine 1989, Capítulo 2.1) e subsuperfície (Campanha 1985; Campanha & Zaine 1989; Capítulo 2.1) e em afloramentos (Mello e Sousa 1985; Rohn 1994; Silva 2011) e sondagens da Formação Teresina (Fúlfaro *et al.* 1978; Paulipetro 1981; Capítulos 2.1/2.3).

Espículas de esponja por sua vez foram notícias pela primeira vez por Fúlfaro 1967 e Almeida 1967 em afloramentos das formações Teresina e Irati respectivamente. A falta de estudos deste grupo não associou outras ocorrências à ambientes marinhos.

Ostracodes marinhos foram reportados na Formação Irati por Campanha (1985), e por Lima & Sundaram (1982), Almeida (2005), Tomassi (2009) e Silva (2011) para a Formação Teresina. Para essa mesma unidade, Maranhão (1995) recuperou grande quantidade de ostracodes não marinhos no Estado de São Paulo.

Também há a citação de ocorrências de braquiópodes nas formações Irati (Campanha 1985); Serra Alta (Beurlen 1954) e Teresina (Anelli *et al.* 2013). Outras

citações incluem a presença de fragmentos de cefalópodes e quíton (Reed 1929) briozoários (Beurlen 1954), e ossículos de ofiuroide (Maranhão 1995).

Entre os icnofósseis, as associações icnofaunísticas apontam assembleias de águas salobras para a Formação Teresina, no Rio Grande do Sul (Netto 1992; Lima 2010) e Paraná (Meghlioratti 2006).

Glauconita foi reportada em diversas localidades das formações Irati (Hachiro 1996, Capítulo 2.1); Serra Alta (Capítulo 2.1) e Teresina (Maciel *et al.* 2016; Capítulo 2.1). Ramos & Formoso (1975) identificaram corrensita em calcários oolíticos das formações Irati, Teresina e Rio do Rasto em amostras de subsuperfície. Os autores concluíram que esta identificação, associada aos calcários oolíticos evocaria ambiente diagenético subaquático, provavelmente marinho, justificado pela necessidade de meio rico em magnésio, em condições de plataforma continental vasta, externa e rasa.

Geoquimicamente, Goulard & Jardim (1982) comentaram que o material amorfo da Formação Irati é de difícil classificação, mas segundo o levantamento de Triguis *et al.* (1982), ocorrem dois enriquecimentos de matéria orgânica para a unidade, uma na porção e outra na superior, e essa última seria a com maior influência marinha.

Em relação às bacias sul-africanas, o Grupo Ecca, correlato ao Grupo Passa Dois, apresenta a mesma problemática marinha-não marinha (Veevers *et al.*, 1994a). Após a deposição das formações Dywka e Prince Albert (Veevers *et al.*, 1994; Geel *et al.*, 2013) poucas evidências marinhas foram descritas para os estratos permianos mais novos. Entre estas, similarmente, ocorrem camadas com glauconita, acritarcos e espículas de esponjas, que segundo McLachlan (1973) sugeririam apenas águas eventualmente salinas.

Em Madagascar, nas bacias de Diego e Morondava, os estratos sedimentares mais antigos são permianos e possuem intervalos marinhos (Coffin & Rabinowitz 1988). Além destas localidades, foi encontrado o amonoide *Paraceltites bowdeni* na região de Aletta, porção média do Grupo Ecca (Rilett 1963; Teichert & Rilett 1974), associado a camadas com bivalves não marinhos (*Unio alettaensis*, Rilett 1951). Entretanto, a descoberta e posição estratigráfica desta ocorrência foi questionada por McLachlan (1973) que verificaram na matriz deste amonoide a presença de *Classopolis meyeriana* cuja distribuição estratigráfica não seria mais antiga que o Triássico. Contudo, há discussões sobre o gênero, pertencentes ao

grupo dos Circumpolles (Pocock & Jansonius 1961; Reyre 1970; Jarzen & Nicohls 1996; Traverse 2004) e possivelmente com afinidade botânica a gimnospermas do grupo das Cheirolepidiales (van Konijnenburg-van Cittert 1971; Alvin 1982; Anderson *et al.* 2007) cuja atribuição taxonômica poderia ser tanto aos gêneros *Circulina* como *Corollina* (Jansonius & Hills 1976, 1977). Segundo Srivastava (1976), *Classopolis* s.s. em deferência a *Circulina* exibe estrias na região equatorial. Atualmente, exemplares de *Circulina* são conhecidos desde o Permiano (Neregato *et al.* 2016), bem como grupos com afinidade botânica a Cheirolepidiaceae (Pocock *et al.* 1990). Grãos de *Classopolis* podem indicar além disso climas secos (Friis *et al.* 2011, p.47).

Mais recentemente, Cairncross *et al.* (2005) descreveram a ocorrência do bivalve *Megadesmus*, de afinidade marinha, na Formação Volksrust, Grupo Beaufort, apesar de alguns espécimes deste grupo terem se tornado adaptados a águas salobras, em oceanos parcialmente restritos (Runnegar & Newell 1971). A presença destes bivalves foi associada por Cairncross *et al.* (2005) à sedimentação durante uma superfície de inundação máxima de segunda ordem, coincidente com a sedimentação marinha na seção sul da bacia.

E assim como identificado para a Formação Teresina no Rio Grande do Sul (Lima 2010), icnofósseis em fácies correlatas na Bacia do Karoo (Cooper & Kensley 1984) foram interpretados como pertencentes à suíte de águas salobras.

Existe também a possibilidade de ocorrências de microfósseis marinhos como foraminíferos descritos em ambientes continentais (e.g. Corrochano & Armenteros 1989). Esses autores descreveram na Bacia de Almazán (Eoceno-Mioceno inferior) fases lacustres com associações de fácies carbonatadas e pantanosas-lacustres. A biota inclui gastrópodes, ostracodes, foraminíferos e carófitas, contudo, como discutido no subitem anterior, existe a possibilidade desses ambientes terem se conectado ao mar em algum momento.

Portanto, diante dessas várias evidências de conexão marinha, assume-se aqui que ela de fato existiu durante a deposição do Grupo Passa Dois, e cabe também a discussão da possível origem dessas incursões ou posição desses *seaways* em relação à bacia.

Há diversas possíveis rotas de entrada das incursões marinhas no Grupo Passa Dois. Para discutir as possíveis rotas, assumiu-se aqui a configuração de Faure & Cole (1999), que propuseram uma reconstrução paleogeográfica para o Gondwana considerando que o Panthalassa margeava toda a extensão oeste do

Gondwana, limitado por uma zona de subducção (± 250 Ma ± 50 Ma; Figura 3.2). Adicionando os dados de rochas vulcano-sedimentares de Coutinho & Hachiro (2005); e, Limarino & Spalletti (2006) e Limarino *et al.* (2014), que detalharam com maior precisão as bacias da América do Sul, são indicadas três possíveis rotas de ingressões marinhas durante a deposição do Grupo Passa Dois, em concordância com Mendes (1984). Mendes (1984) ao admitir que as identificações de fósseis marinhos de Campanha (1985) e Campanha & Zaine (1989) atestariam conexão com o mar, comentou que as rotas mais prováveis de conexão marinha seriam via pela Bacia de Arizona-Upsala (Tarija), leste da Sierra de La Ventana (Bacia de Paganzo), ou pela Bacia Central Patagônica.

Pelas microfácies (Capítulo 2.1), é possível perceber que depósitos mais próximais predominam à norte da bacia, e que os relativamente mais profundos jazem à sul. Embora a amostragem deste trabalho não permite garantir tais relações, suspeita-se pelo levantamento das evidências das conexões marinhas (Tabela 3.1) que a conexão marinha tenha origem austral.

Corroborando tal ideia, depósitos marinhos profundos na Bacia de Hésperides, a sul da África do Sul (Pángaro *et al.* 2015), podem igualitariamente apontar para uma conexão oceânica nesta região, que teria sido o berço de um primitivo "proto-Atlântico Sul" (Hachiro, 1996). Nesta região, denominada Nereis (Schuchert 1928 *apud* Hachiro 1996) proporcionaria um mar (Mar de Nereides) cuja conexão com a Bacia do Párana seria intermitente e proveria o aporte de água oceânica à bacia, desde a deposição da Formação Irati.

Zharkov & Chumakov (2001, p. 341-3,42) e Torsvik & Cocks (2011) em suas propostas de reconstrução paleogeográfica também estimaram uma influência do Paleo-Tétis até Madagascar, cujo cenário ao final do Permiano estaria em condições oceânicas derivadas do afogamento de uma região de plataformas carbonáticas. Um seaway advindo pelo Estreito de Madagascar é possível, mas no momento com a carência de dados dos estratos sul-africanos correlatos, somente especulativo.

Em síntese, Veevers *et al.* (1994b) conjugaram dados da América do Sul (López-Gamundí *et al.*, 1994) e África (Veevers *et al.*, 1994a). Neste novo arcabouço, os autores relacionaram condições não marinhas entre as bacias do Paraná e Karoo como cronocorrelatas às seções com influência marinha das bacias da Austrália Ocidental, onde ocorreram várias incursões marinhas neste período, e com as quais os bivalves manteriam afinidades (Cooper & Kensley 1984). Deste

isolamento a evolução dos bivalves teria ocorrido *in situ*, ocasionando endemismo (Runnegar & Newell 1971). Além de um ambiente isolado, outras duas hipóteses apresentadas por Cooper & Kensley (1984) consideram estas unidades com conexão marinha insuficiente a leste para possibilitar condições marinhas normais, ou como um grande mar epêirico isolado com água salobra e complexo gradiente de salinidade (Runnegar & Newell 1971), temperatura d'água e estratificação de oxigênio.

As ideias de estratificação do corpo d'água coadunam com a antiga proposição de Beurlen (1957), que propôs a estratificação do intervalo entre as formações Irati e Serra Alta, e a associação de *Pinzonella* seria de águas salobras a mesohalinas (5 a 9 ppm). A estratificação faria com que a água doce proveniente de aporte fluvial recobrisse a salgada, explicando assim tanto a ocorrência de fósseis marinhos atípicos quanto não marinhos, alóctones (Maack 1947, Ragonha & Soares 1974). Além disto, o análogo deposicional para o Mar Teresina proposto por Runnegar & Newell 1971), o Mar Cáspio, em sua porção norte próxima ao delta do Rio Volga encontra-se permanentemente estratificado, e com fundo anóxico (Yassini 1987 *apud* Veevers *et al.* 1994a), e nele, a ocorrência de carófitas e formas fitais de ostracodes também foram interpretados como transportados a partir de lagunas costeiras para ambientes marinhos *offshore* (Leroy *et al*. 2018).

O modo de preservação da maior parte das carófitas encontradas na Formação Teresina, compressão e carbonificação (Sommer 1954; Faria *et al.* 2013), com excessão dos oogônios silicificados encontrados na região de Fartura (SP) (Maranhão 1995; Maranhão & Petri 1996; Zampirolli *et al.* 1996), reforçam primeiramente a ideia que a fossilização deste material foi rápida e relacionada a depósitos de inundação ou tempestades, alóctones.

Simões *et al.* (2015) consideraram o desaparecimento de grupos dominantes de bivalves pré-existentes da Formação Teresina, como os Pinzonellinae, como coincidente a um intervalo com maior influência de água doce. Os autores relacionaram esta mudança faunística com o estabelecimento de condições deposicionais marginais dominadas por água doce no membro basal da Formação Rio do Rasto, sob clima mais úmido (Rohn 1994; Simões *et al.* 2012; Simões *et al.* 2015).

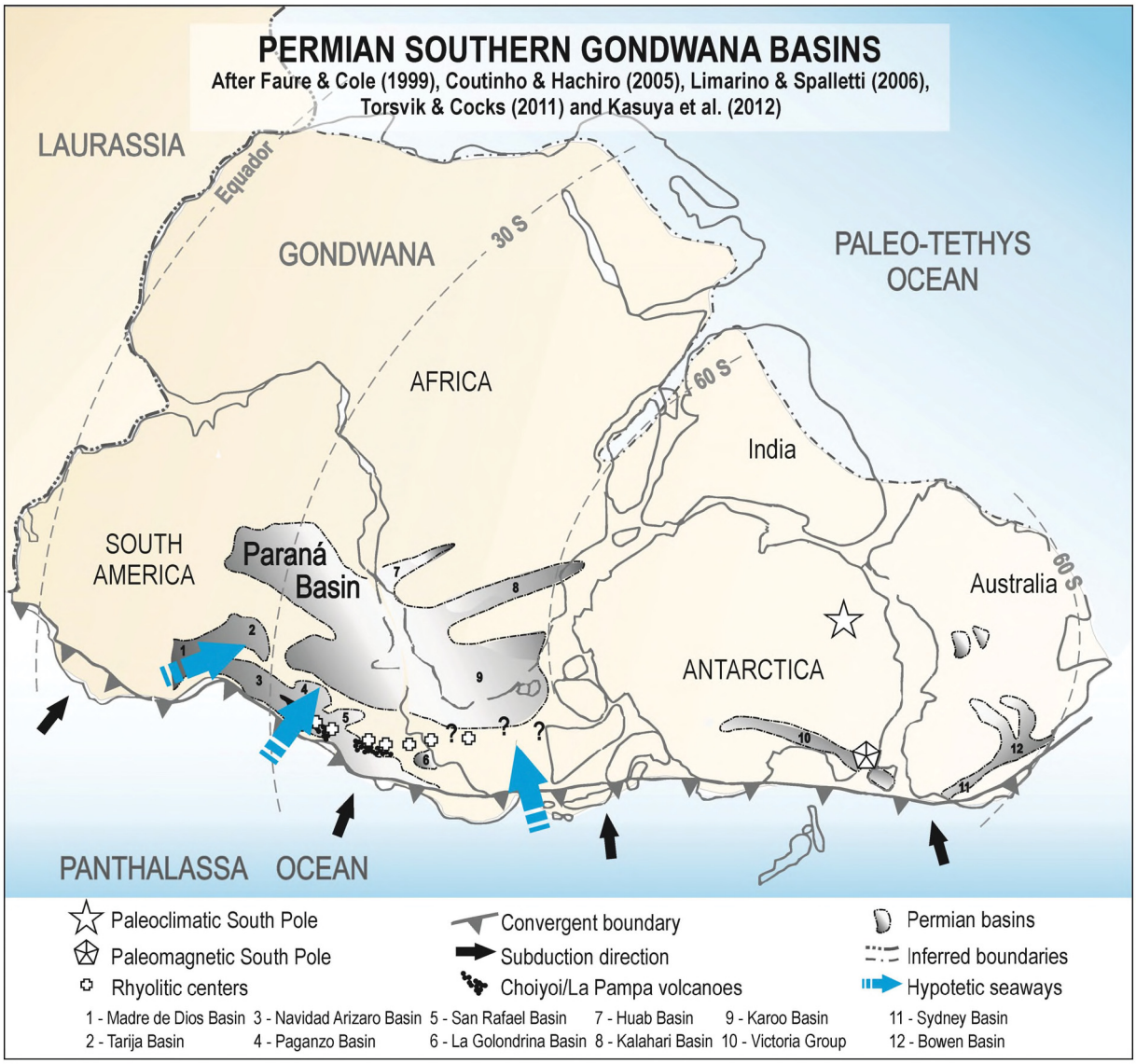
TABELA 3.1 - EVIDÊNCIAS MARINHAS NO GRUPO PASSA DOIS, BACIA DO PARANÁ.

Unidade litoestratigráfica	Evidências marinhas						
Grupo Passa Dois	**RS**	**SC**	**PR**	**SP**	**MT**	**GO**	**África**
Fm. Rio do Rasto	Torres/Lagoa Vermelha/Marcelino Ramos: Poços 2-TO-1-RS. 2-LV-1-RS, 2-MR-1-RS Corrensita (Ramos & Formoso, 1975)	Urubici: Acritarcos *Navifusa* sp. (di Pasquo *et al.*, 2017)	Cândido Abreu/Jararezinho: Poços 1-CA-2-PR, 1-JZ-1-PR Corrensita (Ramos & Formoso, 1975)	Paraguaçu Paulista: Poço 2-PP-1-SP Corrensita (Ramos & Formoso, 1975)	-	-	
Fm. Teresina	Dom Pedrito: Icnofácies *Cruziana* (Netto, 1992; Lima, 2010)	Três Pinheiros/Tanguará/ Porto União/ Matos Costa Poços 1-TP-2-SC, 2-TG-1-SC, 2-CN-1-SC, 2-PU-1-SC, 2-MC-1-SC Corrensita (Ramos & Formoso, 1975)	Mallet: Cefalópodes *Aulacoceras* ?, *Clionites* (*Traskites*)? Quíton *Chiton* sp. (Oliveira, 1929; Reed, 1929) Radiolaria (Reed & Cox, 1942) Poço 1-M-1A-PR Corrensita (Ramos & Formoso, 1975) Camadas Terezina do Paraná Meridional (Reserva/Irati/Rio Azul ?): Briozoários (Beurlen, 1954) Congoinhas: Furo SP-58-PR *Thalassionoides* isp. (Meghlioratti, 2006) Santo Antonio da Platina: Espículas de esponjas (Fúlfaro, 1967) Ostracodes marinhos (Lima & Sundaram, 1982) Lituolacea ? (Rohn, 1994) Braquiópode articulado (Anelli *et al.*, 2013) Laranjeiras do Sul/Campo Mourão/Cândido Abreu/União da Vitória: Poços 2-LS-1-PR, 2-CM-1-PR, 1-CA-1-PR, 2-UV-1-PR Corrensita (Ramos & Formoso, 1975)	Angatuba: Foraminíferos arenáceos ? (Mello e Sousa, 1985) Espículas de esponja (Fúlfaro, 1967) Piratininga: Poço 1-PA-1-SP: *Trochammina*, *Hyperammina*, *Hyperamminita* ?, *Psammosphaera* ?, *Ammodiscus*? (Paulipetro, 1981) Anhembi: Foraminíferos aglutinantes e *Diplocraterion* isp. (Fúlfaro *et al.*, 1978) Rio Claro: Ossículo de ofiuroide (Maranhão, 1995; Maranhão & Petri, 1996)	Alto Garças: Foraminífero calcário? Ostracodes marinhos *Bairdacypris*, *Basslerella*, *Bythocypris*, *Praepilatina*, *Silenites*, *Langdaia* ?, *Microcheinella* ?, *Miltonella* ? (Silva, 2011)	Perolândia: *Bythocypris*, *Praepilatina* ? (Almeida, 2005) Santa Rita do Araguaia: Ostracodes marinhos *Bairdacypris*, *Basslerella*, *Silenites*, *Langdaia* ?, *Saumella* ? (Tomassi, 2009) Glauconita (Maciel *et al.*, 2016)	Volksrust Shale Fm. Newcastle: Bivalve marinho *Megadesmus* (Cairncross *et al.*, 2005) Middle Ecca coal seams Alleta: Amonoides *Paraceltites* ? *bowdeni* Espinhos de equinodermes, Crinoides ? Briozoário ?, Foraminífero ? (Teichert & Rilett, 1974) Acritarcos *Michrystridium lymensis* *M. deflandrei* *Leiosphaeridia* (McLachlan, 1977) Vierfontein/Welkom boreholes: Acanthomorphitae Glauconita (Hart, 1969 *apud* McLachlan, 1973)
Fm. Serra Alta	-	-	Irati: Braquiópode *Strophomenidarum* Bivalves marinhos *Paralellodon*, *Edmondia* (Beurlen, 1954)	-	-	-	-

TABELA 3.1 - EVIDÊNCIAS MARINHAS NO GRUPO PASSA DOIS, BACIA DO PARANÁ (CONTINUAÇÃO).

Unidade litoestratigráfica	Evidências marinhas						
Grupo Passa Dois	**RS**	**SC**	**PR**	**SP**	**MT**	**GO**	**África**
Fm. Irati	Herval: Furo HV-39-RS Acritarcos (Cazzulo-Kleipzig *et al.*, 1989) Bagé: Furo SC-01-RS Acritarcos (Cazzulo-Kleipzig *et al.*, 1989) Rio Pardo: Furo 5-CA-21-RS Acritarcos (Cazzulo-Kleipzig *et al.*, 1989) Lagoa Vermelha: Poço 2-LV-1-RS Corrensita (Ramos & Formoso, 1975) Osório: Furos 2-TG-69-RS e 2-TG-99-RS Acritarcos (Picarelli, 1986 *apud* Araújo, 2001; Cazzulo-Kleipzig *et al.*, 1989) Furo 2-TG-227-RS (Cazzulo-Kleipzig *et al.*, 1989) Esmeralda: Furo 1-ES-2-RS Acritarcos (Araújo, 2001)	Santa Catarina: Acritarcos (Leipnitz, 1981 *apud* Lages, 2004) Nova Veneza: Furo 1-CR-13-SC Acritarcos (Cazzulo-Kleipzig *et al.*, 1989)	São Mateus do Sul: Glauconita (Hachiro, 1996) Ibaiti: Furo FP-01-PR Acritarcos (Lages, 2004) Ortigueira: Furo FP-11-PR Acritarcos (Araújo, 2001) Jacarezinho: Poço 1-JZ-1-PR Corrensita (Ramos & Formoso, 1975)	Marília: Poço 1-AA-1-SP Braquiópode *Lingula* sp. Ostracode marinho *Bairdia* sp. Foraminíferos aglutinantes *Ammodiscus* sp. e *Sorosphaera* sp. (Campanha, 1985) Laranjal Paulista/Rio das Pedras/Limeira/Rio Claro: Foraminífero calcário Fusulinina (Campanha & Zaine, 1989) Bofete: Furo PL-13-SP Acritarcos (Araújo, 2001) Itapetininga: Foraminífero calcário Fusulinina (Campanha & Zaine, 1989) Acritarcos *Michrystridium* spp. (Marasco *et al.*, 1993) Piracicaba: Espículas de esponja, (Amaral, 1967, 1971) Ipeúna/Tatuí: Glauconita (Hachiro,1996) Angatuba: Espículas de esponja Haploselerida, Poeciloselerida, ou Epipolasida, (Amaral,1967, 1971) Paranapanema/Lins: Poços 2-PN-1-SP e 2-LI-1-SP Foraminífero calcário Fusulinina (Campanha & Zaine, 1989)	-	Montividiu: Acritarcos (Souza *et al.*, 1992 *apud* Anjos, 2001)	-

FIGURA 3.2 - LOCALIZAÇÃO DAS POSSÍVEIS INGRESSÕES MARINHAS PANTALÁSSICAS



FONTE: Reconstrução tectônica e localização das bacias permianas (250 ± 50 Ma) da África à Austrália compilada de Faure & Cole (1999), indicação dos vulcões Choiyoi e La Pampa de Coutinho & Hachiro (2005), localização das bacias permianas sul-americanas de Limarino & Spalletti (2006), e margem paleo-tetiana inferida de Kasuya *et al.* (2012).

3.3 IDADE DO GRUPO PASSA DOIS

Este trabalho apresenta um arcabouço biocronoestratigráfico revisado e atualizado para o Grupo Passa Dois (Figura 2.1.3). À luz de divergências entre os diferentes arcabouços aplicados para a unidade, e novas datações geocronológicas, seguem alguns comentários sobre a idade do Grupo Passa Dois.

Warren *et al.* (2015) ao discutir dados paleontológicos e geocronológicos já havia proposto uma alteração cronoestratigráfica para o grupo, considerando as formações Serra Alta e Teresina como guadalupianas a lonpigianas, com a Formação Teresina englobando o limite Permiano-Triássico. Neste arcabouço, entretanto, a passagem da Formação Teresina para Piramboia é ilustrada como gradual, e não abrupta e erosiva, como devido pela ausência da Formação Rio do Rasto na região. Além disso, determinações bioestratigráficas com base em conchostráceos correlacionam a Formação Piramboia ao Jurássico (e.g. Rohn *et al.* 2011).

Vários tufos vulcânicos presentes no Grupo Passa Dois permitem datações geocronológicas de zircões, com boas estimativas numéricas. Spalletti & Limarino (2017) associaram as extinções permianas ao evento vulcânico Choiyoi cuja duração foi estimada por Rocha Campos *et al.* (2011) em 30 Ma. A dispersão das cinzas deste evento foi sugerida por Coutinho & Hachiro (2005) dos montes vulcânicos, ao sul da América do Sul, até a Austrália. Levando em considerações dados de paleocirculação atmosféricas (Shields & Kiehl 2018), tal proposta se mostra justificável, entretanto com vergência sul, acompanhando as movimentações atmosféricas, e bordejando as terras altas nas margens pantalássicas.

Do lado sul-africano, datações geocronológicas recentes U-Pb basedas em zircões de tufas vulcânicas dos grupos Ecca e Beaufort (Fildani *et al.* 2009; McKay *et al.* 2015) apontam disparidades entre as idades numéricas e biozonas de vertebrados da Bacia do Karoo. As idades do Grupo Ecca são coevas com as rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi (265-250 Ma), e as do Grupo Beaufort correlatas ao Grupo Puesto Viejo, Triássico (mais jovens que 240 Ma) (McKay *et al.* 2016). Fora isso, as do grupo mais jovem, ao contrário do Grupo Ecca, apresentam idades mais velhas, e detectou-se um período de ausência de tufos, possivelmente relacionado a aquiescência vulcânica (McKay *et al.* 2015).

Enquanto isso, pela bioestratigrafia de tetrápodes, o limite entre o Permo-Triássico deveria estar contido dentro do Grupo Beaufort (Rubidge 2005, 2007; Lucas 2018), ao contrário dos dados obtidos por geocronologia (Fildani *et al.* 2009; McKay *et al.* 2015, 2016).

Em defesa do ponto de vista paleontológico, Belica *et al.* (2017) e Vigletti *et al.* (2018) corroboram as datações bioestratigráficas. Os primeiros analisaram a magnetoestratigrafia no depocentro Tanqua e confirmaram que a deposição ocorreu durante a Kiaman Reverse Superchron (ca. 318 a 265 Ma). Vigletti *et al.* (2018) por sua vez, intepretaram que idades distoantes de McKay *et al.* (2015) de zircões detríticos seriam devido a retrabalhamento, perda de Pb e metamictização natural de zircões, e que estes, por si só, não seriam o suficiente para estimar a idade deposicional máxima do Grupo Beaufort, que associados aos dados paleontológicos, pode ser interpretado sim, como Neopermiano.

Para a Bacia do Paraná, Canile *et al.* (2016) apresentaram novos dados de idade de zircão detrítico para as formações do grupo, sendo as assembleias mais jovens de zircão detrítico com idades médias de 252 ± 6 Ma para o Membro Morro Pelado, 255 ± 2 Ma para o Membro Serrinha, e 260 ± 4 Ma para a Formação Teresina. Tais idades, além da idade limite superior para o impacto do astroblema de Araguainha, foi revisada para 253.2 ± 3.0 Ma, baseada também em zircões detríticos (Tohver *et al.* 2012, 2018). Tohver *et al.* (2018) também relacionam os sismitos presentes na Formação Teresina como coevos ao impacto, o que pode nos fazer refletir que a proliferação de microfácies microbialíticas poderia inclusive estar relacionada ao limite ou próximo ao limite Permiano Triássico, o que merece investigações posteriores.

Cabe ressaltar que estudos de peixes fósseis (Würdig-Maciel 1975; Ragonha 1984; Mutter & Richter 2007) sugerem que a deposição da porção superior do Grupo Passa Dois foi próxima ao limite Permiano-Triássico ou tenha se dado no Triássico. Würdig-Maciel (1975) também consideram que a Formação Teresina seja mesopermiana ou neopermiana, como concluído por Coutinho & Hachiro (2005) a partir de datações de *glass shards* nas formações Teresina e Corumbataí.

As correlações e calibrações das biozonas de vertebrados das bacias sul-africanas carecem de estudos e discussões, e afetam diretamente o arcabouço bioestratigráfico da Bacia do Paraná, uma vez que as faunas presentes na Formação Rio do Rasto são diretamente correlacionadas com aquelas da Bacia do

Karoo (Biozonas de associação de *Tapinocephalus* a *Cistecephalus*, segundo Cisneiros *et al.* 2005; Langer *et al.* 2008). Como a correlação é realizada com as biozonas do Grupo Beaufort, se ele de fato for Triássico (Fildani *et al.*, 2009; McKay *et al.*, 2015, 2016), e estes são utilizados para a calibração das zonas de associação dos outros fósseis, a falta de calibração poderá resultar num erro ciclíco.

Da mesma forma calibração das idades para as biozonas de bivalves também considerou datações geocronológicas das bacias sul-africanas (e.g. David *et al.* 2011), onde por exemplo, idades radiométricas da Formação Gai-As relacionam a Formação Teresina em 267 ± 17 Ma e a base do Membro Serrinha em 265 ± 2,5 Ma.

Além disso, a profusão de microbialitos na Formação Teresina deve relacionar-se a um dos dois grandes eventos de extinção do Permiano, e as novas datações em zircões detríticos para o Grupo Passa Dois, podem sugerir, inclusive, uma idade mais jovem para este intervalo, talvez próxima ao limite Permiano-Triássico.

Corroborando essa ideia, as recentes datações de Rocha Campos *et al.* (2018) apontam idades para a Formação Corumbataí de 257 ± 2,2 Ma e para a Formação Estrada Nova de 266 ± 10,7 Ma.

3.4 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Ao longo da pesquisa foram geradas outras questões, que em oportunidades futuras, merecem ser melhor investigadas:

- As ocorrências de carófitas distribuem-se deste a região de Anhembi (SP) até Inácio Martins (PR). O modo de ocorrência varia de impressões carbonificadas (Sommer 1954; Ragonha & Soares 1974; Faria *et al.* 2013) a oogônios silicificados (Maranhão 1995; Maranhão & Petri 1996; Zampirolli *et al.* 1996). Até o momento, mesmo com uma densa amostragem, ainda não foram encontrados oogônios de carófitas carbonáticos. Sendo assim, uma vez que as condições do corpo d'água foram propícias para o desenvolvimento e vida de carófitas, por que o substrato não seria à preservação das mesmas? Seriam as carófitas boas representantes de microfósseis de água doce para a Formação Teresina, ou seriam apenas representantes da chegada de águas fluviais?
- A ausência de foraminíferos poderia estar relacionada à preservação de estratos mais profundos, sendo o controle estritamente ambiental, similar ao reconhecido por Leroy *et al.* (2018)? Ou o controle pode ter sido cronológico, caso a idade das unidades não estiver correta, e a ausência de outras morfologias de foraminíferos reflitir o intervalo entre as grandes extinções do Permiano?
- As datações geocronológicas das unidades permianas do Gondwana africano não convergem com dados paleontológicos (e.g. Fildani *et al.* 2009; MacKay *et al.* 2015). No Gondwana sul-americano, Canile et al. (2016), Tohver *et al.* (2018) e Rocha Campos *et al.* (2018) apontam para idades mais jovens para o Grupo Passa Dois, similares à Fildani *et al.* (2009) e McKay *et al.* (2015). Supondo que os dados geocronológicos estejam corretos, seriam os bio-horizontes de vertebrados, então, triássicos? Neste caso, as faunas reconhecidas na Formação Rio do Rasto poderiam ser triássicas, e as unidades pré-Rio do Rasto representariam o registro do final do Permiano no Gondwana brasileiro?

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, C. M. *Taxonomia e paleoecologia de ostracodes do Permiano da Bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil*, 64 p., Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2005.

ALVIN, K.L. Cheirolepidiaceae: Biology, structure and paleoecology. *Review of Paleobotany and Palynology*, v. 37, p. 71-98 1982.

AMARAL, S.E. *Contribuição ao conhecimento geológico, petrográfico e sedimentológico da Formação Irati no Estado de São Paulo*. Tese (Livre Docência) – Faculdade de Filosofica, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1967.

AMARAL, S.E. Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. *Boletim IGA – USP*, v. 2, p. 03-81. 1971.

ANDERSON, J.M.; ANDERSON H.M.; CLEAL C.J. *Brief history of the gymnosperms: classification, biodiversity, phytogeography and ecology*. Pretoria: South African National Biodiversity Institute, 2007.

ANELLI, L.E.; QUAGLIO, F.; WARREN, L.V.; DAVID, J.M.; GIANNINI, P.C.F.; SIMÕES. M.G. Dwarf bivalves from the Permian Teresina Formation, Parana Basin, Brazil: taphonomy, taxonomy and paleoecology of a restricted hypersaline shelly association. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 23, Gramado, RS. P. 187. 2013.

ANJOS, C. W. D. *Fatores condicionantes na gênese dos argilominerais dos folhelhos negros e pelitos associados da Formação Irati no Norte da Bacia do Paraná*, 129 p., Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2008.

ARAÚJO, L. M. *Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências Irati*, 2v, 301f. Tese (Doutorado em Geociências), UFRS, Porto Alegre/RS, 2001.

BEURLEN, K. Horizontes fossilíferos das camadas Serra Alta do Paraná. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, *Boletim*, n. 152, p. 7-30, 1954.

BEURLEN, K. Faunas salobras fósseis e o tipo paleogeográfico das faunas gondwânicas do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 29, n. 2, p. 229-241. 1957.

BLOMEIER, D., DUSTIRA, A.M., FORKE, H. & SCHEIBNER, C. Facies analysis and depositional environments of a storm-dominated, temperate to cold, mixed siliceous–carbonate ramp: the Permian Kapp Starostin Formation in NE Svalbard. *Norwegian Journal of Geology*, v. 93, p. 75–93. 2013.

CAIRNCROSS, B.; BEUKES, N.J.; COETZEE, L.L.; REHFELD, U. The Bivalve Megadesmus from the Permian Volksrust Shale Formation (Karoo Supergroup), northeastern Karoo Basin, South Africa: implications for late Permian Basin development. *South African Journal of Geology*, v. 108, n. 4, p. 547–556. 2005.

CAMPANHA, V.A. Ocorrência de braquiópodes inarticulados na Formação Irati, no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n. 1, p. 115-116. 1985.

CAMPANHA, V. A.; ZAINE, M. F. Foraminíferos da Formação Irati. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, 1989, Curitiba. Resumo das Comunicações. Curitiba, SBP, 1989. p. 38.

CANILE, F. M.; BABINSKI, M.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. *Gondwana Research*, v. 40, p. 142-169. 2016.

CAZZULO-KLEIPZIG, M.; PICCOLI, A.E.M.; MARQUES-TOIGO, M.M. Reconhecimento de um marco estratigráfico com significado paleoecológico no Permiano da Bacia do Paraná (Grupos Guatá e Passa Dois. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, 1989, Curitiba. Anais. Curitiba, SBP, 1989. v. 2, p. 971-981.

CISNEIROS, JC.; ABDALA, F.; MALABARBA, M.C. Pareiasaurids from the Rio do Rasto Formation, Southern Brazil: Biostratigraphic implications for Permian faunas of the Paraná Basin. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 8, n. 1, p. 13-24. 2005.

COFFIN, M.F.; RABINOWITZ, P.D. Evolution of the conjugate East African-Madagascan margins and the western Somali Basin. *GSA Special Paper*, v. 226, 89 p. 1988.

COOPER, M.R.; KENSLEY, B. Endemic South American Permian Bivalve Molluscs from the Ecca of South Africa. *Journal of Paleontology*, v. 58, n. 6, p. 1360-1363. 1984.

CORROCHANO, A.; ARMENTEROS, I. Los sistemas lacustres de la Cuenca terciaria del Duero. *Acta Geologica Hispanica*, v. 24, n. 3-4, p. 259-279. 1989.

COUTINHO, J. M. V.; HACHIRO, J. Distribution, mineralogy, petrography, provenance and significance of Permian ash-carrying deposits in the Paraná Basin. *Geologia USP. Série Científica*, v. 5, n. 1, p. 29–39. 2005.

DAVID, J. M., SIMÕES, M. G., ANELLI, L. E., ROHN, R.; HOLZFOERSTER, F. Permian bivalve molluscs from the Gai-As Formation, northern Namibia: systematics, taphonomy and biostratigraphy. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology,* v. 35, n. 4, p. 497–516. 2011.

DI PASQUO, M.; SOUZA, P.A.; KAVALI, P.S.; FELIX, C. Seasonally warmer and humid climates in a lower paleolatitude position of southern Brazil (Paran_a Basin): new findings of the *Lueckisporites virkkiae* zone (late Cisuralian-Guadalupian) in the Serra do Rio do Rastro and neighboring localities. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 82, p. 143-164. 2018.

FARIA, R. S.; RICARDI-BRANCO, R.; CHRISTIANO DE SOUZA, I. C. Permian *Leonardosia* organic oospores from Southern Brazil. *Palaeontology*, v. 56, n. 4, p. 797-805. 2013.

FAURE, K.; COLE, D. Geochemical evidence for lacustrine microbial blooms in the vast Permian Main Karoo, Paraná, Falkland Islands and Huab basins of southwestern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 152, p. 189–213. 1999.

FILDANI, A. WEISLOGEL, A.; DRINKWATER, N.J.; MCHARGUE, T.; TANKARD, A.; WOODEN, J.; HODGSON, D.; FLINT, S. U-Pb zircon ages from the southwestern Karoo Basin, South Africa— Implications for the Permian-Triassic boundary. *Geology*, v. 37, n. 8, p. 719-722. 2009.

FRIIS, E. M., CRANE, P. R.; PEDERSEN, K. R. *The Early Flowers and Angiosperm Evolution*. Cambridge: Cambridge University Press. 2011.

FÚLFARO, V. J. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. *Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM-DGM, Rio de Janeiro. Boletim*, v. 254, 83p. 1970.

GEEL, C.; SCHULZ, H.-M.; BOOTH, P.; DEWIT, M.; HORSFIELD, B. Shale Gas Characteristics of Permian Black Shales in South Africa: Results from Recent Drilling in the Ecca Group (Eastern Cape). *Energy Procedia*, v. 40, p. 256–265. 2013.

GOULART, E. P.; JARDIM, N. S. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: (Ed.). *Geologia da Bacia do Paraná - reavaliação da pontecialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: Paulipetro/CESP/IPT, 1982. p.41-74.

HACHIRO J. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná.* Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196 p. 1996.

JANSONIUS, J.; HILLS, L.V. *Genera file of fossil spore*. Calgary: Special publications – Dept. of Geology, University of Calgary. 1976.

JANSONIUS, J.; HILLS, L.V. *Genera file of fossil spore - Supplement*. Calgary: Special publications – Dept. of Geology, University of Calgary. 1977.

JARZEN, D.M.; NICHOLS, D.J. Chapter 9. Pollen. *In:* Jansonius, J.; McGregor, D.C. (eds.). Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1996. v. 1, p. 261-291.

KAKROODI, A.A. *Rapid Caspian Sea-level change and its impact on Iranian coasts*. Dissertação (Mestrado), University of Tehran, Tehran. 2012.

KASUYA, A.; ISOZAKI, Y.; IGO, H. Constraining paleo-latitude of a biogeographic boundary in mid-Panthalassa: Fusuline province shift on the Late Guadalupian (Permian) migrating seamount. *Gondwana Research*, v. 21, p. 611-623.

LAGES, L. C. *A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR)*. 105f, Dissertação (Mestrado em Geociências), UNESP, Rio Claro/SP, 2004.

LANGER, M.C.; ELTINK, E.; BITTENCOUR, J.S.; ROHN, R. Serra do Cadeado, PR: Uma janela paleobiológica para o Permiano continental Sul-americano. In: Winge, M. (Ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM, 2009. v. 2, p. 1-17.

LAVINA, E.L. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná.* Porto Alegre, Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v., 333p., 81 figs. 1991.

LEROY, S. A.G.; CHALIÉ, F.; WESSELINGH, F.P.; SANJANI, M.S.; LAHIJANI, H.A.K.; ATHERSUCH, J.; STRUCK, U.; PLUNKETT, G.; REIMER, P.J.; HABIBI, P.; KABIRI, K.; HAGHANI, S.; NADERI BENI, A.; ARPE K. Multi-proxy indicators in a Pontocaspian system: a depth transect of surface sediment in the SE Caspian Sea. *Geologica Belgica*, v. 21, n. 3-4, p. 143-165, 2018.

LIMA, J.H.D. *Icnologia de depósitos marinhos rasos regressivos: um exemplo do Permiano Superior da Bacia do Paraná*. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo. 2010.

LIMARINO, C. O.; SPALLETTI, L. A. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, n. 3-4, p. 134–155. 2006.

LIMARINO, C. O.; CÉSARI, S. N.; SPALLETTI, L. A.; TABOADA, A. C.; ISBELL, J. L.; GEUNA, S.; GULBRANSON, E. L. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, v. 25, n. 4, p. 1396–1421. 2014.

LÓPEZ-GAMUNDI, O. R.; ESPEJO, I. S.; CONAGHAN, P. J.; POWELL, C. M. Southern South America. *In:* Veevers, J. J.; Powell, C. M. (Eds.), *Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 184, 1994. p. 281-329.

LUCAS, S.G. Permian tetrapod biochronology, correlation and evolutionary events. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 450, p. 405-444. 2018.

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

MACIEL, A.R.P.; GUIMARÃES, E.M.; GARG, V.C. Caracterização mineralógica das glauconitas da Formação Corumbataí. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 48, 2016, Porto Alegre, SBG, *Anais*, CD-ROM.

MARANHÃO, M. S. A. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico.* 2v, Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

MARANHÃO, M. S. A & PETRI, S. *Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico*, v. 17, n. 1/2, p. 33-53, jan/dez. 1996.

MARASCO, S.A.; SOUZA, P.A.; PIRES, F.A. Ocorrência de paleomicroplâncton marinho (Acritarcha) associado a ictiofósseis na base do Membro Taquaral, Formação Irati (Permiano Superior da Bacia do Paraná) na região de Itapetininga,

Estado de São Paulo. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13, 1993, São Leopoldo. Boletim de Resumos. São Leopoldo, SBP, 1993. p. 60.

MCKAY, M. P.; WEISLOGEL, A. L.; FILDANI, A.; BRUNT, R. L.; HODGSON, D. M.; FLINT, S. S. U-PB zircon tuff geochronology from the Karoo Basin, South Africa: implications of zircon recycling on stratigraphic age controls. *International Geology Review*, v. 57, n. 4, p. 393–410. 2015.

MCKAY, M. P.; COBLE, M. A.; HESSLER, A. M.; WEISLOGEL, A. L.; FILDANI, A. Petrogenesis and provenance of distal volcanic tuffs from the Permian–Triassic Karoo Basin, South Africa: A window into a dissected magmatic province. *Geosphere*, v. 12, n. 1, p. 1–14. 2016.

MCLACHLAN I.R. Problematic Microfossils from the Lower Karroo Beds in South Africa. *Paleontologia Africana*, v. 15, n. 1, p. 1-21. 1973.

MCLACHLAN I.R. An investigation of the Lower Permian Middle Ecca ammonite locality at Alleta, Natal. *Paleontologia Africana*, v. 20, p. 53-63. 1977.

MEGHLIORATTI, T. *Estratigrafia de sequências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo.* 132p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2006.

MELLO E SOUSA, S.H. *Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

MENDES, J. C. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 5, n. ½, p. 15-24. 1984.

BELICA, M.E.; TOHVER, E.; POYATOS-MORÉ, M.; FLINT, S.; PARRA-AVILA, L.A.; LANCI, L.; DENYSZYN, S.; PISAREVSKY, S.A. Refining the chronostratigraphy of the Karoo Basin, South Africa: magnetostratigraphic constraints support an Early Permian age for the Ecca Group. *Geophysical Journal International*, v. 211, n. 3, p. 1354–1374.

MITSCH, W.J.; GOSSELINK, J.G. *Wetlands*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1993.

MUTTER, R. J.; RICHTER, M. Acanthodian remains from the Middle-Late Permian of Brazil. Geological Journal, v. 42, n. 2, p. 213–224. 2007.

NEREGATO, R.; D'APOLITO, C.; GLASSPOOL, I. J.; WANG, S–J.; LIU, F.; WINDSLOW, P.; LU, J.; SHAO, L.; HILTON, J. Palynological constraints on the provenance and stratigraphic range of a Lopingian (Late Permian) inter-extinction floral lagerstätte from the Xuanwei Formation, Guizhou Province, China. *International Journal of Coal Geology*, v. 162, p. 139–150. 2016.

ODUM, W.E.; SMITH, T.J.; HOOVER, J.K.; MCIVOR, C.C. *The ecology of tidal freshwater marshes of the United States east coast: a community profile*. U.S. Fish Wildl. Serv. FWS/OBS-83/17. 177 p.

OLIVEIRA, E.P. Lamellibranchios triássicos do Estado do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 1, n. 3, p. 158-162. 1929.

PÁNGARO, F.; RAMOS, V. A.; PAZOS, P. J. The Hesperides basin: a continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research*, v. 28, n. 5, p. 685–711. 2015.

PAULIPETRO. Resultado Final das Análises do Poço Piratiniga nº (1-PA-01-SP). Relatório Técnico RT 028/81. 20p. 1981.

POCOCK, S.J.; JANSONIUS, J. The pollen genus *Classopolis* Pflug, 1953. *Micropaleontology*, v. 7, n. 4, p. 439-449. 1961.

POCOCK, S.A.J.; VASANTHY, G.; VENKATACHALA, B.S. Pollen of Circumpolles – an enigma or morphotrends showing evolutionary adaption. *Review of Paleobotany and Palynology*, v. 65, p. 179-193, 1990.

RAGONHA, E.W. *Taxionomia de dentes e espinhos isolados de Xenacanthodii (Chondrichthyes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí: considerações cronológicas e paleoambientais*. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

RAGONHA, E. W. & SOARES, P. C. Ocorrência de carófitas fósseis na Formação Estrada Nova em Anhembi-SP. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre, SBG, *Anais*, 2:271-275.

RAMOS, A.N.; FORMOSO, M.L.L. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, n. 1, p. 15-42. 1976.

REED, F.R.C. Faunas triássicas do Brasil. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, *Monographia*, 9. 99 p. 1929.

REED, F.R.C.; COX, L.R. Fósseis triássicos do Brasil e Uruguai. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, *Boletim*, n. 107, p. 1-43, 1942.

REYRE, Y. Stereoscan observations on the pollen genus *Classopolis* Pflug 1953. *Palaeontology*, v. 13, n. 2, p. 303-322. 1970.

RILETT, M. H. P. A fossil lamellibranch from the Middle Ecca beds in the Klip River coalfield near Dundee, Natal. *Transactions of the Royal Society of South Africa*, v. 33, n. 1, p. 93–95. 1951.

RILETT, M. H. P. A fossil cephalopod from the Middle Ecca beds in the Klip River coalfield near Dundee, Natal. *Transactions of the Royal Society of South Africa*, v. 37, n. 1, p. 73–74. 1963.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A.; NUTMAN, A. P.; KLEIMAN, L. E.; VARELA, R.; LLAMBIAS, E.; CANILE, F.M.; DA ROSA, O. C. R. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, v. 19, n. 2, p. 509–523. 2011.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A. P.; SANTOS, P. R.; PASSARELLI, C. R.; CANILE, F. M.; ROSA, O.C.R.; FERNANDES, M.T.; SANTA ANA, H.; VEROSLAVSKY, G. U-Pb Zircon Dating of Ash Fall Deposits from the Paleozoic Paraná Basin of Brazil and Uruguay: A Reevaluation of the Stratigraphic Correlations. *The Journal of Geology*, *in press*. 2019.

RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. 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, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2, p. 351-379.

ROHN, R. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.* 2v, 386p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1994.

ROHN, R. Ciclos na Formação Teresina no Estado de São Paulo (Grupo Passa Dois, Permiano Superior). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador, SBG, *Anais*, 1:295-298.

ROHN, R.; CABRAL, M.; DAVIES, H.P.K.. Fossil conchostraca evidence for a Jurassic age of the Piramboia Formation (Paraná Basin, Southern Brazil). *In*: *Gondwana*, 14, 2011, Buzios. *Abstracts.* Rio de Janeiro, 2011. v. 1. p. 204.

RUBIDGE, B.S. Re-uniting lost continents – Fossil reptiles from the ancient Karoo and their wanderlust. *South African Journal of Geology*, v. 108, p. 135-172. 2005.

RUBIDGE, B.S. Karoo tetrapod biostratigraphy: Relevance to understanding gondwanan development. Problems in Western Gondwana Geology I, *Extended Abstracts*, Gramado, p. 158-167. 2007.

RUNNEGAR, B.; NEWELL, N.D. Caspian-like relict molluscan fauna in the South American Permian. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, v. 146, 70 p. 1971.

SHIELDS, C. A.; KIEHL, J. T. Monsoonal precipitation in the Paleo-Tethys warm pool during the latest Permian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 491, p. 123–136. 2018.

SILVA, A.L.S.B. *Taxonomia de ostracodes e fácies sedimentares das formações Irati e Estrada Nova, nas regiões de Alto Garças (MT) e Portelândia (GO).* Dissertação (Mestrado) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 2011.

SIMÕES, M.G., QUAGLIO, F., WARREN, L.V., ANELLI, L.E., STONE, P., RICCOMINI, C.; GROHMANN, C.H.; CHAMANI, M.A.C. Permian non-marine bivalves of the Falkland Islands and their palaeoenvironmental significance. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, v. 36, n. 4, p. 543–554. 2012.

SIMÕES, M. G.; MATOS, S. A.; ANELLI, L. E.; ROHN, R.; WARREN, L. V.; DAVID, J. M. A new Permian bivalve-dominated assemblage in the Rio do Rasto Formation, Paraná Basin, Brazil: Faunal turnover driven by regional-scale

environmental changes in a vast epeiric sea. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 64, p. 14–26. 2015.

SIMÕES, M. G.; MATOS, S. A.; WARREN, L. V.; ASSINE, M. L.; RICCOMINI, C.; BONDIOLI, J. G. Untold muddy tales: Paleoenvironmental dynamics of a "barren" mudrock succession from a shallow Permian epeiric sea. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 71, p. 223–234. 2016.

SOMMER, F.W. 1954. Contribuição à paleofitogeografia do Paraná. In LANGE, F. W. (Ed.). *Paleontologia do Paraná. Volume Comemorativo do I Centenário do Estado do Paraná.* Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná, Brazil, 1954. 175-194 p.

SPALLETTI, LA.; LIMARINO, C.O. The Choiyoi magmatism in south western Gondwana: implications for the end-Permian mass extinction - a review. *Andean Geology*, v. 44, n. 3, p. 328-338. 2017.

SRIVASTAVA, S.K. The fossil pollen genus *Classopollis*. *Lethaia*, v. 9, n. 4, p. 437–457. 1976.

TEICHERT, C.; RILETT, M. Revision of Permian Ecca Series cephalopods. Natal, South Africa. *University of Kansas Paleontological Contributions Paper*, v. 68, 7 pp.1974.

TOHVER, E.; LANA, C.; CAWOOD, P. A.; et al. Geochronological constraints on the age of a Permo–Triassic impact event: U–Pb and 40Ar/39Ar results for the 40km Araguainha structure of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 86, p. 214–227, 2012.

TOHVER, E.; SCHMIEDER, M.; LANA, C.; et al. End-Permian impactogenic earthquake and tsunami deposits in the intracratonic Paraná Basin of Brazil. *GSA Bulletin*, v. 130, n. 7-8, p. 1099–1120, 2018.

TOMASSI, H, Z. *Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil*, 90p., Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2009.

TORSVIK, T.H.; COCKS, R.M. The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 357, p. 137-166. 2011.

TRAVERSE, A. Proposal to conserve the fossil pollen morphogeneric name *Classopollis* against *Corollina* and *Circulina. Taxon*, v. 53, n. 3, p. 847-848. 2004.

TRIGUIS, JA.; MIZUTA, K.; CARVALHO, T.E.; ABE, C.Y.; COSTA, L.A.; ALLI, R.C.P.; MACEDO, E. Fácies Orgânicas da Formação Irati. *In*: Congresso Brasileiro de Petróleo, 2, 1982, Rio de Janeiro, IBP, *Anais*, 4, p. 63-95.

VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. In situ gymnosperm pollen from the Middle Jurassic of Yorkshire. *Acta Botanica Neerlandica*, v. 20, n.1, p. 1-96. 1971.

VEEVERS, J.J.; COLE, D.I.; COWAN, E.J. Southern Africa: Karoo Basin and Cape Fold Belt. *In*: Veevers, J. J.; Powell, C. M. (Eds.), *Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 184, 1994a. p. 223-280.

VEEVERS, J.J.; POWELL, C.M.; COLLINSON, J.W.; LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R. Synthesis. *In:* Veevers, J. J.; Powell, C. M. (Eds.), *Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 184. 1994. p. 331-353.

VIGLIETTI, P. A.; FREI, D.; RUBIDGE, B. S.; SMITH, R. M. H. U-Pb detrital zircon dates and provenance data from the Beaufort Group (Karoo Supergroup) reflect sedimentary recycling and air-fall tuff deposition in the Permo-Triassic Karoo foreland basin. *Journal of African Earth Sciences*, v. 143, p. 59–66. 2018.

WARREN, L.V.; ASSINE, M.L.; SIMÕES, M.G.; RICCOMINI, C.; ANELLI, L.E. A Formação Serra Alta, Permiano, no centro-leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, n. 1, p. 109-126. 2015.

WÜRDIG-MACIEL, N.L. Ichthyodontes e ichthyodorulitos (Pisces) da Formação Estrada Nova e sua aplicação na estratigrafia do Grupo Passa Dois. *Pesquisas*, v. 5, p. 7–85. 1975.

ZAINE, M.F. *Uma barreira geográfica no Paleozoico Superior na região de Fartura, SP.* Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1989.

ZAMPIROLLI, A.P.; MARANHÃO, M.S.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.C. Oogônios silicificados de carófitas permianas da Formação Estarada Nova, Bacia do Paraná, à margem da Represa Xavantes, município de Fartura, SP, Brasil. In: Congresso Nacional de Botânica, 1996, Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro. 1996.

ZHARKOV, M.A.; CHUMAKOV, N.M. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian–Triassic Reorganizations in Biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 9, n. 4, p. 340–363. 2001.

APÊNDICE 1 – PERFIL DESCRITIVO DE FURO DE SONDA – FURO CA-16-RS

APÊNDICE 1 - PERFIL DESCRITIVO DE FURO DE SONDA

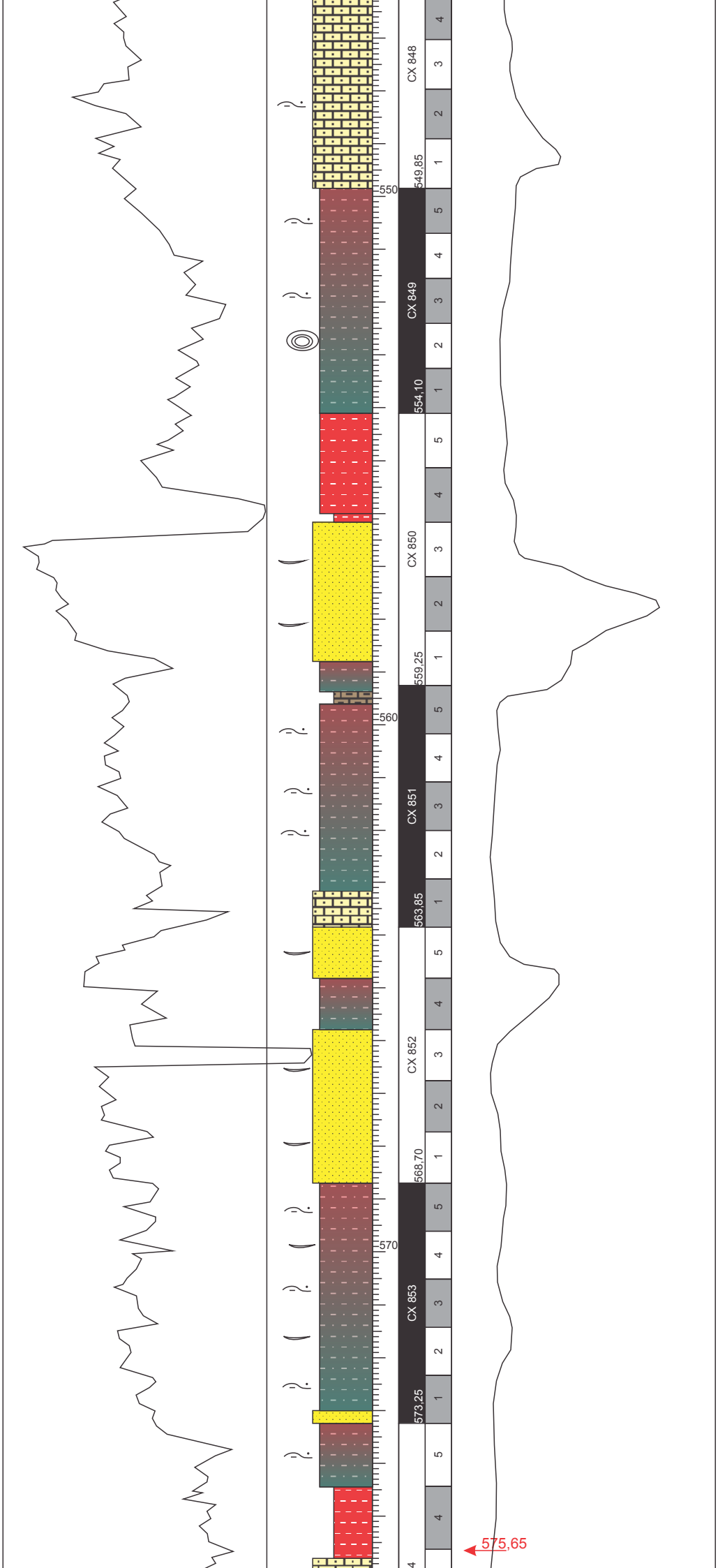
FURO CA-16-RS

Localização
Folha: SH-22-Y-B-I (Minas do Leão)
Coordenadas UTM N: 6.677.8 km
Fuso UTM 22 E: 591 km

LEGENDA


LITOLOGIA
Rochas siliciclásticas e minerais
Rochas carbonáticas e evaporíticas
Estruturas, estruturas e fósseis
Domínio
Estruturas sedimentares primárias
Estruturas sedimentares secundárias
Estruturas biogênicas/fósseis
Arenito
Argilito
Siltito
Folhelho
Carbonato
Marga
Turfa
Carvão
Concreções
Brecha
Conglomerado
Evaporito
Sílex
Acamamento
Estrutura orgânica
Estrutura inorgânica
Outras estruturas
Fóssil
Icnofóssil
Fragmento fóssil
Estratificação
Gretas de contração
Laminação plano-paralela
Laminação wavy
Laminação cruzada
Gotas de chuva
Gotas de chuva cavalgantes
Gotas de chuva cavalgantes
Laminação wavy
Gretas de contração
Estratificação cruzada
Estratificação cruzada
Estratificação cruzada

APÊNDICE 2 – PERFIL DESCRITIVO DE FURO DE SONDA – FURO TG-179-RS



Arenitos finos avermelhados com lâmi
vermelho/cinza laminação *wavy*

Siltito variegado vermelho/cinza esver
laminação *wavy*

552,65 m - Estromatólito nodular

Siltito/arenito fino vermelho

Argilito vermelho

Arenito fino com laminação *flaser*

Siltito gradando para argilito avermelh
Marga

Siltito variegado vermelho/cinza esver
laminação *wavy*

Arenito fino calcífero com argilito verde

Arenito fino com laminação *flaser* (sua
gradações de argilito para arenito fino)

Siltito variegado

Arenito fino com laminação *flaser*

Siltito heterolítico com laminação *wav*
(570,90 e 569,00 m)

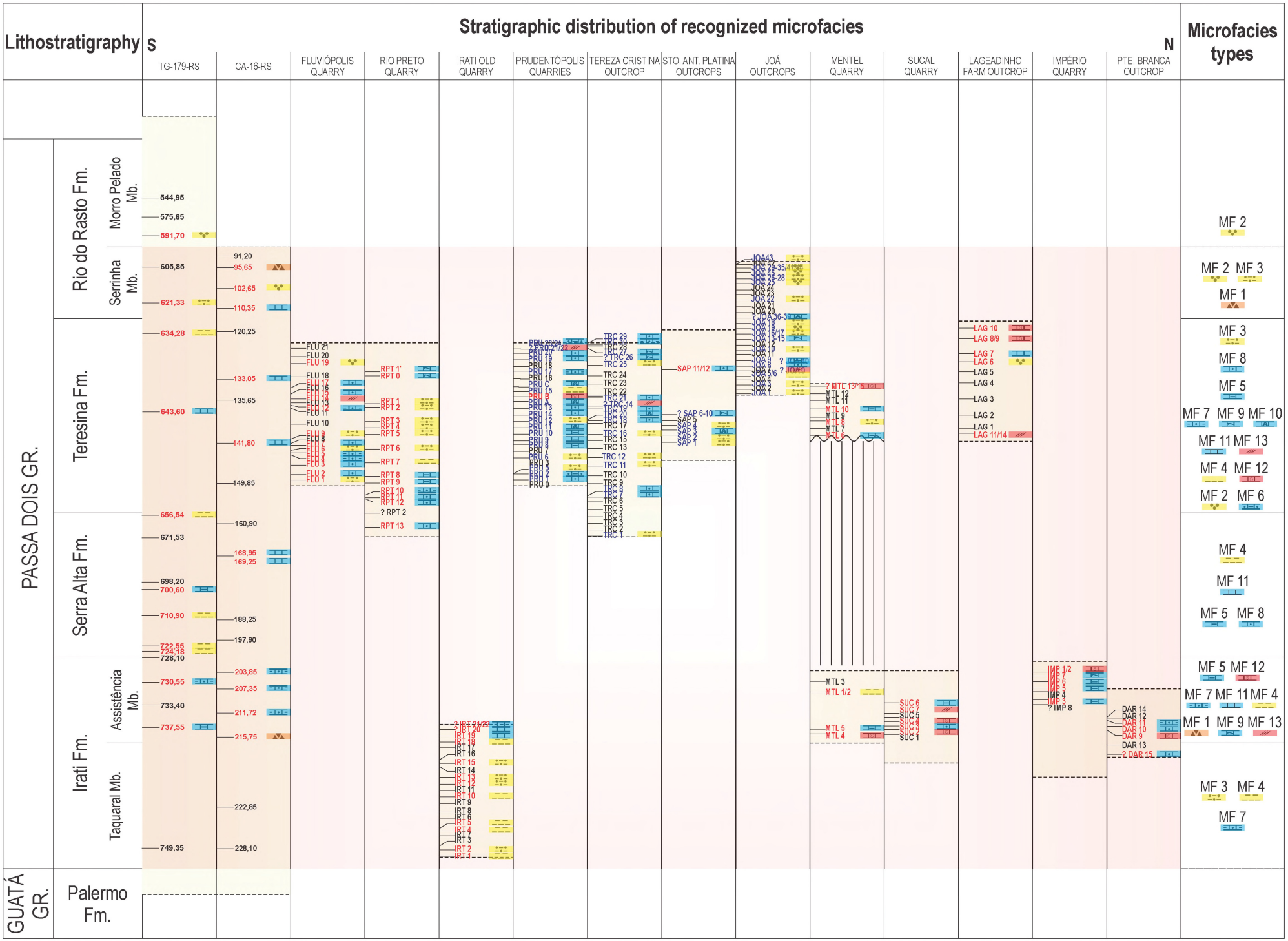
Arenito fino

Siltito heterolítico com laminação *wav*

575,80 m - SIM Argilito vermelho grada
heterolito

APÊNDICE 3 – POSIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA ESTIMADA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS

APÊNDICE 3 - POSIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA ESTIMADA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS



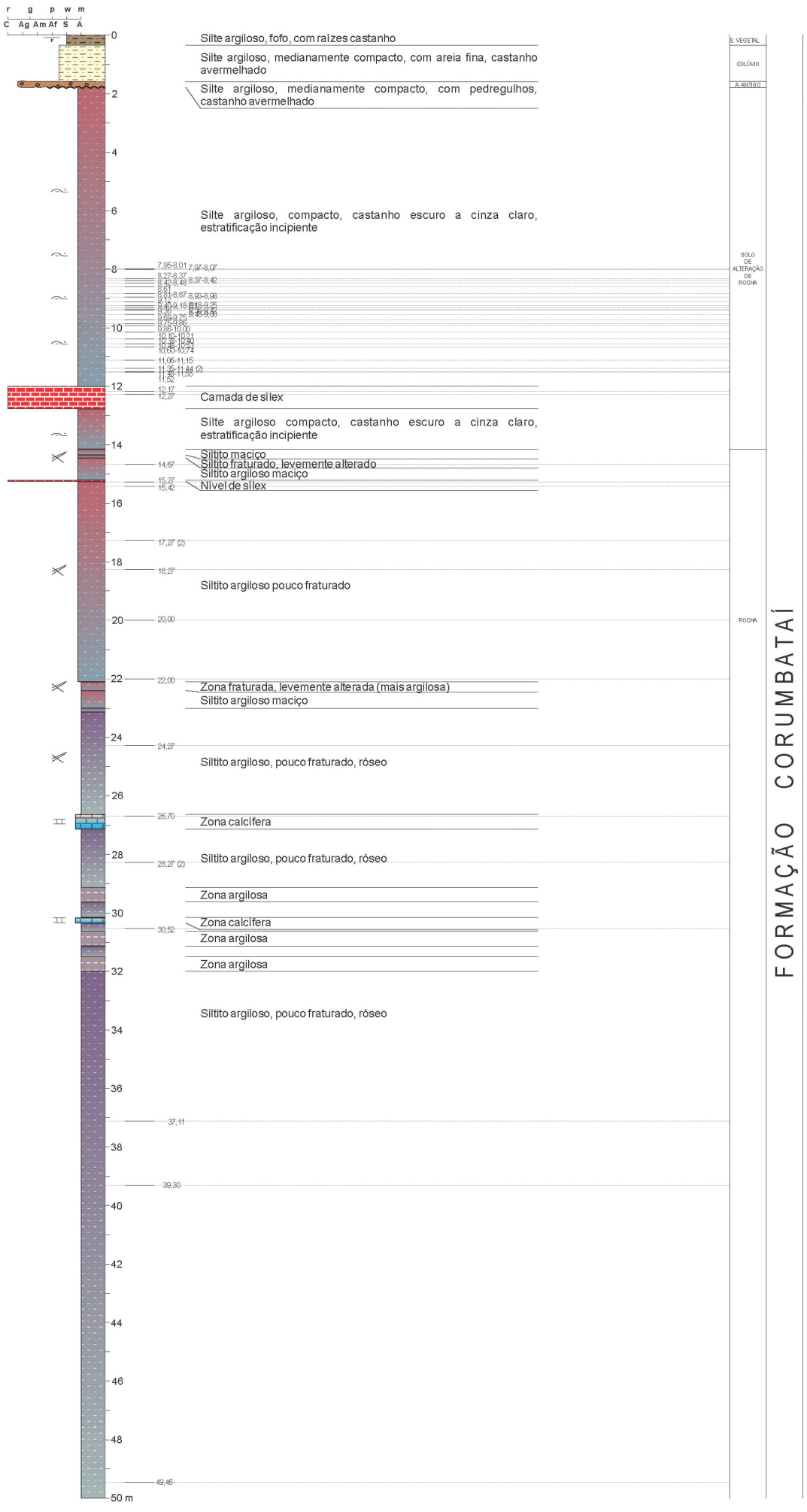
APÊNDICE 4 – SONDAGEM SR-06 (PROJETO LARAS)

APÊNDICE 4 - SONDAGEM SR-06 (PROJETO LARAS)

OBRA: Barragem de Laras
FIRMA EXECUTORA: Geotécnica

COTA: 452,180
LOCAL: Margem Esquerda

INCLINAÇÃO: Vertical
INÍCIO-TÉRMINO: 26/11/1970 - 27/11/1970



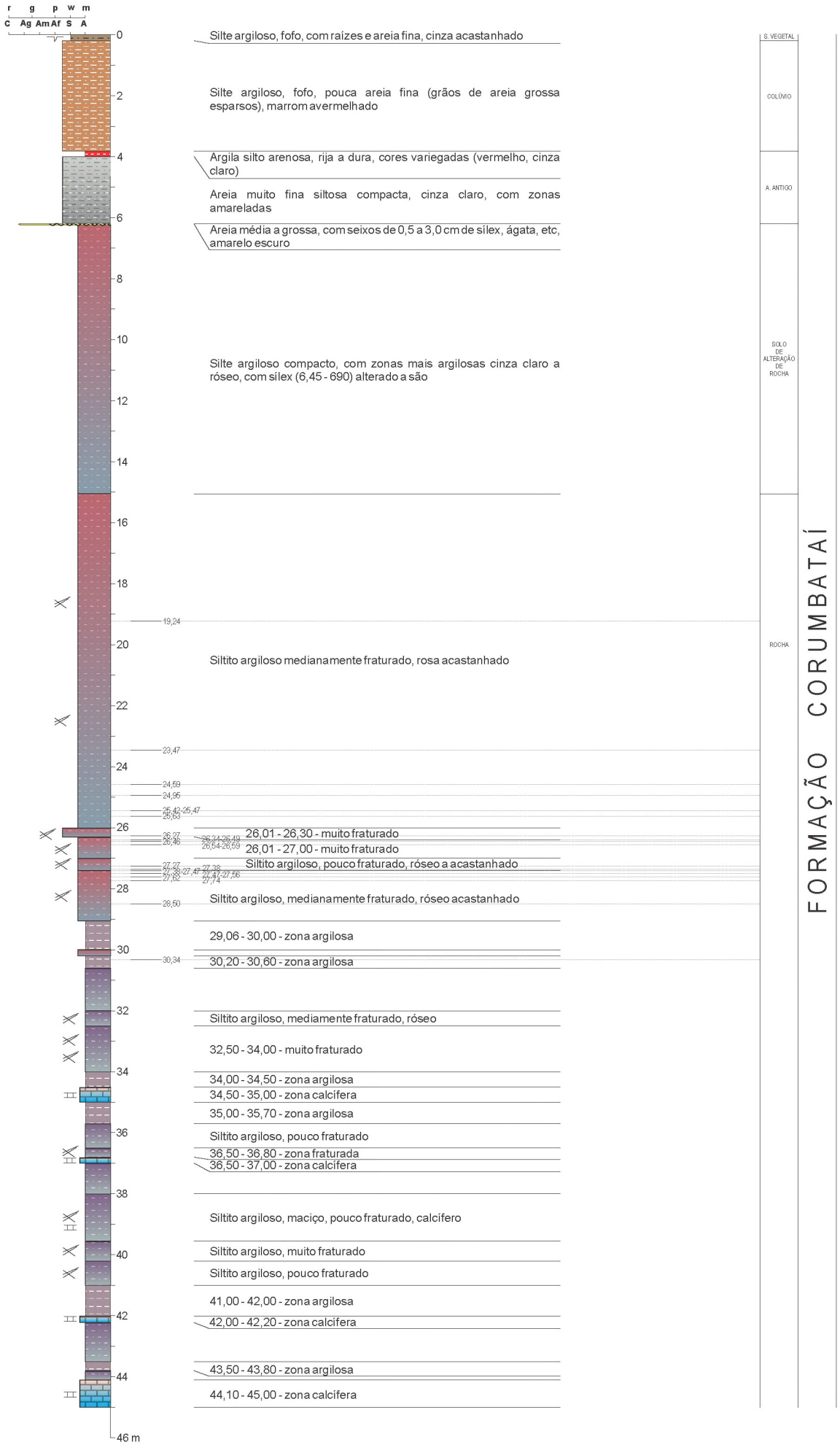
APÊNDICE 5 – SONDAGEM SR-07 (PROJETO LARAS)

APÊNDICE 5 - SONDAGEM SR-07 (PROJETO LARAS)

OBRA: Barragem de Laras
FIRMA EXECUTORA: Geotécnica

COTA: 450,761
LOCAL: Ombreira Esquerda

INCLINAÇÃO: Vertical
INÍCIO-TÉRMINO: 25/11/1969 - 26/11/1969



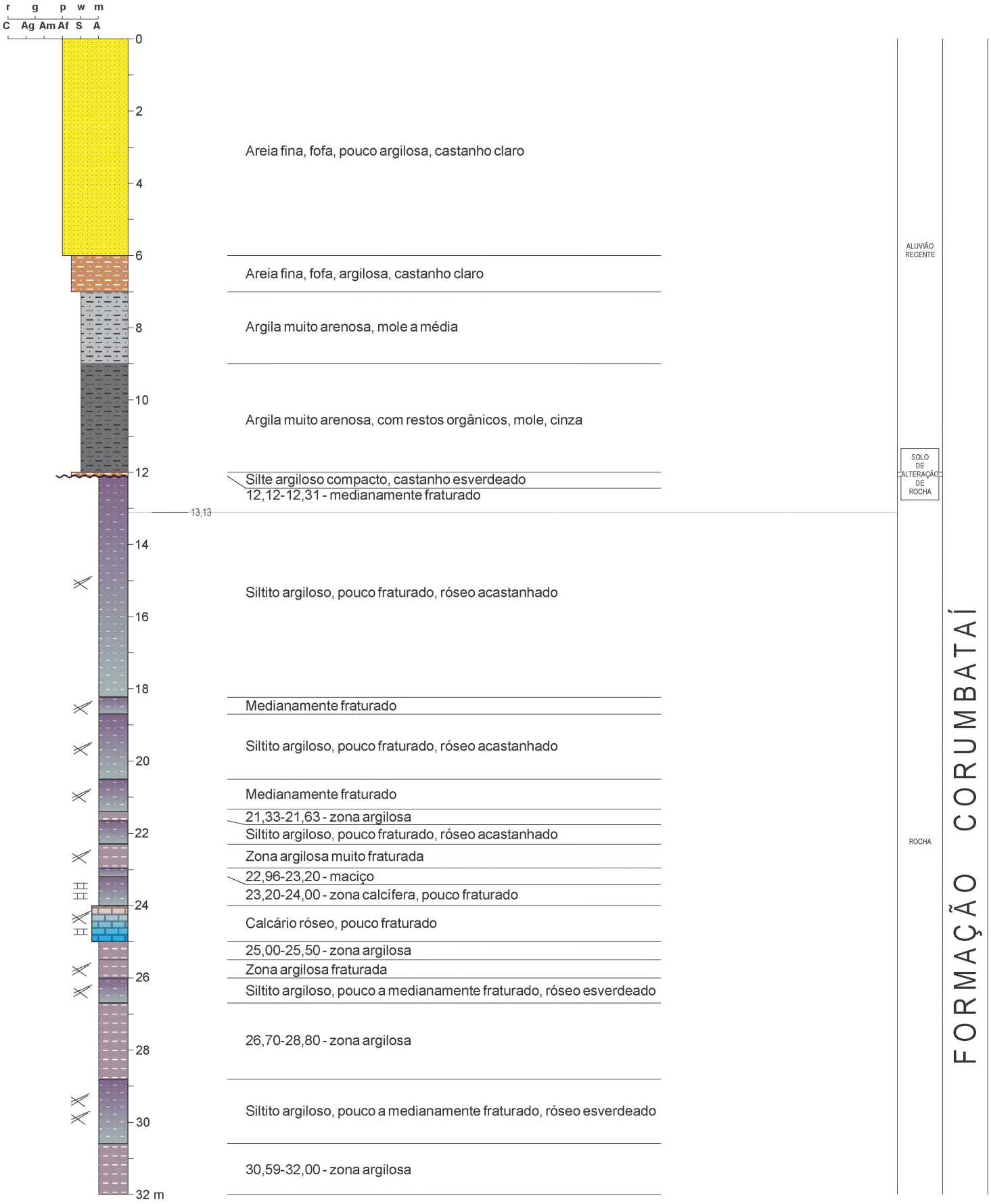
APÊNDICE 6 – SONDAGEM SR-08 (PROJETO LARAS)

APÊNDICE 6 - SONDAGEM SR-08 (PROJETO LARAS)

OBRA: Barragem de Laras
FIRMA EXECUTORA: Geotécnica

COTA: 447,577
LOCAL: Várzea

INCLINAÇÃO: Vertical
INÍCIO-TÉRMINO: 24/10/1969 - 24/10/1969



ANEXO 1 – RESUMO XXV CBP 2017

Paleontologia em Destaque

Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia

Edição Especial - Julho/2017

XXV Congresso Brasileiro de Paleontologia

Ribeirão Preto-SP

17 a 21 de Julho de 2017

Vida no tempo profundo

a evolução através dos fósseis



Boletim de Resumos

DISTRIBUIÇÃO DE MICROFÓSSEIS E MICROFÁCIES DO GRUPO PASSA DOIS, BACIA DO PARANÁ

CHRISTIANO NG[1], CRISTINA S. VEGA[2] & MARIA DA S. A. S. M. ROSA[3]

c.ng@ufpr.br, cvega@ufpr.br, mmaranhao@sp.gov.br

O Grupo Passa Dois representa o registro de uma sedimentação carbonática-siliciclástica mista neopaleozoica da Bacia do Paraná e compreende a transição marinha para continental dos sistemas deposicionais. Embora amplamente estudada do ponto de vista paleontológico-sedimentar, trabalhos micropaleontológicos de detalhe se restringem aos estados de São Paulo, Mato Grosso e Goiás. O intuito deste estudo é delimitar como os microfósseis distribuem-se nas lâminas petrográficas das diferentes litofácies do grupo, ao longo das formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, a partir de novas amostras procedentes de localidades no Mato Grosso, Goiás, Paraná, Santa Catarina, e dois furos de sondagem da CPRM perfurados no Rio Grande do Sul (CA-16-RS e TG-179-RS). 122 lâminas petrográficas distribuídas uniformemente entre as quatro unidades foram confeccionadas para o estudo tanto das microfácies carbonáticas (formações Irati e Teresina, exclusivamente) quanto das microfácies siliciclásticas. Observa-se uma maior diversidade de microfósseis nas microfácies carbonáticas, onde foram identificados ostracodes, espículas de espongiários, bivalves, oósporos carbonificados, microfósseis tubulares de parede microgranular e microbialitos. Nas microfácies siliciclásticas ocorrem fragmentos de artrópodes, restos fosfáticos e fitoclastos, também comuns às microfácies carbonáticas. Bivalves, ostracodes e espículas de espongiários são os principais bioclastos presentes em *rudstones* e *grainstones* nas formações Irati e Teresina e foram interpretados como alóctones a parautóctones. Dados petrográficos da Formação Irati incluem ainda o reconhecimento de gipsita, barita e anidrita em amostras de furos de sondagem da CPRM, associados a fraturas e deformados dúctil e ruptilmente, formados provavelmente sin a pós soterramento, e estruturas *cone in cone* em concreções carbonáticas observadas tanto nos furos de sondagem quanto em afloramentos nas imediações de Irati (PR). Ainda na Formação Irati, abundante quantidade de glauconita detrítica ocorre associada à bioacumulações de espículas de espongiários entre camadas de microbialitos na região de Goiás (Perolândia, GO), e pode representar o registro de um episódio de ingressão marinha. A assembleia de microfósseis encontrada até o momento nas microfácies carbonáticas embora abundante é pouco diversificada em comparação com uma assembleia marinha rasa normal, o que deve relacionar-se possivelmente à condições de alto estresse ambiental, ou condições paleobatimétricas inviáveis ao desenvolvimento de outros organismos estenohalinos.

Sessão:
Biotas e ecossistemas do Paleozoico

[1]Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, Curitiba (PR); [2] Departamento de Geologia, UFPR, Curitiba (PR); [3] Instituto Geológico, Secretaria Estadual do Meio Ambiente, São Paulo (SP).

ANEXO 2 – RESUMO XLIX CBG 2018

Agência Brasileira do ISBN
ISBN 978-85-99198-20-9
9 788599 198209

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
DESDE 1946

ANAIS

RIO 2018
49º
CONGRESSO BRASILEIRO DE
GEOLOGIA

VII Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados

9º Simpósio do Cretáceo do Brasil
Rio de Janeiro - 2018

EDITORES

NELY PALERMO
HERMÍNIO ISMAEL E ARAÚJO JR.
FÁBIO BRAZ MACHADO
ARTUR CORVAL
SÉRGIO DE CASTRO VALENTE
PATRICK FUHR DAL'BÓ

ISBN: 978-85-99198-20-9

PERMIAN SPONGE SPICULES FROM PASSA DOIS GROUP, PARANÁ BASIN

Ng, C. 1; Vega, C.S. 2; Maranhão, M.S.A.S. 3

1 Programa de Pós-Graduação em Geologia - UFPR, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello - Petrobras; 2 Universidade Federal do Paraná; 3 Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente - SP

ABSTRACT: Sponge remains have a wide temporal distribution and have been recovered from Neoproterozoic to Recent deposits. During the Neopaleozoic, with the collapse of many reef-building fossil groups, the sponges occupied their niches and flourished at many sites. The micropaleontological investigation of Passa Dois Group units identified three types of sponge accumulation that are reported here. More than 300 thin sections were analyzed on a polarized light microscope, and selected ones were studied with a confocal laser scan microscope to determine particular features. Sponge spicules were found mainly as loose megascleres inside build-ups, and as solid siliceous skeletons in cherts. We chose three localities to exemplify each preservation mode, respectively: Rio Preto Quarry (UTM coordinates 22J 525.29 km E, 7176.88 km N), Sucal Quarry (UTM 22K 234.64 km N, 81255.04 km E), and Fazenda Lageado Outcrop (UTM 22K 388.18 km N, 8066.75 km E). The first locality, from the Teresina Formation, is the youngest of the three and is positioned at the lower *Pinzonella neotropica* Zone. The other two, from the Irati Formation, are at the upper *Mesosaurus brasiliensis* Zone and are both inserted in a mixed carbonate-siliciclastic succession, where the sponge remains occur cemented by carbonates or silica. The microfacies analysis of these localities revealed: i) Rio Preto Quarry: contains several mixed carbonate-siliciclastic successions with layers of spiculites. These layers have a spicule framework and are cemented mainly by spar. The megascleres are mainly smooth to microspined diactinal monaxon oxeas, and sometimes show root-like forms. The sizes vary from 250 to 1,000 µm, and the main diameter is 60 µm. Most spicules contain the axial canal and the well-preserved proteinaceous filament lodged in it. Glauconite fills the axial canal and partially replaces the spicules. ii) Sucal Quarry: sponge remains occur associated with stromatolites, forming palmate-shaped structures, with abundant monaxon megascleres with a length of 300 to 600 µm and 35 µm of main diameter. Peloidal glauconite is also present and the silicification of the layer is strong. iii) Fazenda Lageado Outcrop: chert layers held well-preserved sponge skeletons. The surrounding rock is a quartz sandstone bearing the sponge skeletons, whose sizes vary from 1.5 mm to 2 mm. The interspicular space contains dermal remains, which is confirmed by confocal analysis. The spongocoel texture is mainly composed of small-sized microscleres (20 µm of main diameter) and has an irregular to spherical morphology (spherulitic endoskeleton). This variety of well-preserved spicules deposits at the Passa Dois Group confirms an eodiagenesis phase associated with the remobilization of amorphous opal ($SiO_2.nH_2O$) from siliceous skeletons of sponges, and the loose spicules have probably been partially transported. The literature associates this environmental context to a shallow high-energy water setting, where storm waves may be the main transportation process for these spicules. The morphology, shape and structure of the sponge remains could be attributed to the Order Haplosclerida, as has been reported in the literature, from Paleozoic marine environments as supported by the associated glauconite grains.

KEYWORDS: PETROGRAPHY, DEMOSPONGES, MICROFOSSILS.

ISBN: 978-85-99198-20-9

ANEXO 3 – MANUSCRITO: MIXED CARBONATE-SILICICLASTIC MICROFACIES FROM PERMIAN DEPOSITS OF WESTERN GONDWANA

Mixed Carbonate-Siliciclastic Microfacies from Permian Deposits of Western Gondwana: Evidence of Gradual Marine to Continental Transition or Episodes of Marine Transgression?⋆

Christiano Ng[a,b,*], Cristina S. Vega[c] and Maria da Saudade A. S. Maranhão[d]

[a]*Graduate Program in Geology, UFPR, Curitiba (PR), Brazil*
[b]*Petrobras Research Center, CENPES, Rio de Janeiro (RJ), Brazil*
[c]*Department of Geology, UFPR, Curitiba (PR), Brazil*
[d]*Geological Institute, São Paulo State Secretariat of Environment, São Paulo (SP), Brazil*

ARTICLE INFO

Keywords:
Paleoenvironment
Permian-Triassic Boundary
Sponges
Guadalupian
Late Paleozoic

ABSTRACT

At the end of the Paleozoic, several intracratonic basins developed in Gondwana, including the Paraná Basin in Western Gondwana. Permian sedimentary units include the Passa Dois Group, which encompasses four formations: the Irati, Serra Alta, Teresina, and Rio do Rasto, and represents a transition from marine to continental depositional environments. Its strata correlate extensively, from Argentina to South Africa, and the Irati and Teresina formations in particular present mixed carbonate-siliciclastic successions. This interval has been speculated to have formed under several different paleoenvironmental scenarios; however, Permian Gondwana microfacies, with no open sea influence, have rarely been studied. In addition, there is a scarcity of micropaleontological studies and geochronological calibration, besides an absence of marine guide fossils. In view of this, a comprehensive microfacies study for the unit was proposed, with a large and representative surface and subsurface sample analysis of the Passa Dois Group, divided into three large geographic domains: north, central, and south. Thin sections distributed among the four units were analyzed with an emphasis on carbonate layers. The data were interpreted within a revised biochronostratigraphic framework and integrated with bivalves, macroflora, palynology, conchostracans, and vertebrates biozones. Microfacies analysis resulted in the recognition of 13 microfacies, four siliciclastic, eight carbonate, and one siliceous (chert). We observed a predominance of fine siliciclastic microfacies, rich in organic matter, in the Southern Domain; rudaceous carbonate microfacies in the Central Domain, with diverse allochemicals and the greater diversity of bioclasts; and the increase on siliciclastic sediments influx in the Northern Domain of the basin, where only the Irati and Teresina formations occur. The carbonate microfacies to the south are less varied than those to the north along with a shortage of microfossils. In the Central Domain, coarse-grained carbonates formed by the high hydrodynamic conditions of the sedimentary processes are present. Among the microfossils identified were ostracods, sponge spicules, bivalves, organic oospores, tubular microfossils with microgranular walls, microbialites, fragments of arthropods, phosphatic remains and phytoclasts. Bivalves, ostracods, and sponge spicules are the main bioclasts on rudstones and grainstones from the Irati and Teresina formations, and have been interpreted as allochthonous to parautochthonous. Gypsite, barite, and anhydrite occur in subsurface samples, associated with fractures, both at brittle and ductile deformation phases. The associations of detrital and authigenic glauconite to bioaccumulations of sponge spicules were interpreted as episodes of marine transgression. The authors also propose a model of microfacies distribution for the Teresina Formation, a shallow platform in a progressively drier climate, with microbialitic shoals and mounds on shallow settings and pelitic deposits and cherts on hypoxic waters. The microfossil assemblage, although abundant, is poorly diversified compared to a normal shallow marine assemblage, possibly related to conditions of high environmental stress, or incompatible paleo-bathymetric depths for the development of other stenohaline organisms. On the other hand, it may be related to the great Permian extinctions, in support of the more recent geochronological dates that indicate younger detrital ages for the strata of the Passa Dois Group.

1. Introduction

Siliciclastic-carbonate sequences close to the Permian-Triassic Boundary have been studied with great interest due to the major mass extinctions of the Late Paleozoic (Sepkoski 1996, Bond et al., 2010, Stanley 2016, Adachi et al., 2017, Bond & Grasby 2017). In the Western Gondwana in Brazil, only four basins (Acre, Amazonas, Paraná, and Parnaíba) have records of these sequences (Cunha 2007; Cunha et al. 2007; Milani et al. 2007a; Vaz et al. 2007). When studied from the microfacies point of view, this temporal interval offers interesting sedimentological and paleontological data that reflect the paleoenvironmental and temporal changes that occurred during the Permian, like the identification of microfossils recognized only in thin sections, such as fusulinids and small foraminifera, calcareous algae and microbialites, with paleoenvironmental and biostratigraphic applications.

In the specific case of the Paraná Basin, the Neopaleozoic sedimentation represents a complete transgressive - regressive cycle (Milani et al., 2007a) that originated from the

⋆This document is part of the PhD Thesis of the first author.

*Corresponding author
c.ng@ufpr.br (C. Ng)
ORCID(s): 0000-0003-1279-5640 (C. Ng)



Figure 1: Map of the Passa Dois Group outcrops in the Brazilian territory and location of the study areas. Source: Natural Earth cartographic base <http://www.naturalearthdata.com> and Bizzi et al. (2003).

invasion of marine waters in the interior of Gondwana, as well documented by the presence of the Eopermian fauna of Eurydesma-Lyonia within the Itararé Group (Neves et al., 2014; Taboada et al., 2016). After this well-documented paleontological marine transgression, the evidences of marine deposits along the overlying units are erratic, and among them are some reports relating the presence of macrofossils and microfossils within the Passa Dois Group (Campanha 1985; Campanha & Zaine, 1989; Rohn, 1994; Anelli et al. 2013), such as brachiopods, agglutinated foraminifera, and ostracods, with possible marine affinity; although these occurrences are poorly studied.

In this context, although Permian microfacies are well studied in basins with well-known Tethyan affinities (e.g., Laya & Tucker 2015) where microfacies in mixed carbonate and carbonate-siliciclastic sections show foraminifera, bryozoans, brachiopods, corals, sponges, among other marine elements, the Western Gondwana basins have still not been studied (e.g., Rohn 1994; Maranhão 1995; Meghlioratti 2006; Méndez Duque 2012; Nomura et al. 2014). Therefore, the purpose of this study was to analyze the microfacies of the Passa Dois Group based on geologically representative outcrop data and boreholes, combined with a revised biochronostratigraphic framework for the unit. In this context, it was possible to verify the presence of microfossils and microfacies that are characteristically marine, to propose a microfacies distribution model for the middle portion of the group, and to better contextualize the temporal and environmental succession of identified microfacies.

2. Geological context

The Paraná Basin, located in south-central Brazil, extends to Uruguay, northeastern Argentina, and eastern Paraguay, with an estimated area of 1.5 million square kilometers (Milani et al., 2007a). Different authors proposed evolutionary models with different nomenclatures to subdivide the sedimentation of the basin (e.g., Sandford & Lange 1960; Fúlfaro & Landim 1976; Fúlfaro et al. 1982; Gama Jr. et al. 1982; Zálan et al. 1987; Soares 1992; Milani et al. 1994; Milani et al. 2007a). Of these, the most recent model comprisese six supersequences, from the base to the top: Rio Ivaí; Paraná; Gondwana I, II, III; and Bauru (Milani et al., 2007a).

The Gondwana I Supersequence, conceived by the authors as a sequence that materializes a complete transgressive-regressive cycle, originated from the invasion of marine waters into the interior of Gondwana, is represented by the lithostratigraphic groups Itararé, Guatá and Passa Dois (Milani et al. 2007a). Together, they correspond to the thickest sequence of rocks in the basin, consisting of more than 3800 m (Milani et al. 2007a), with 1670 m corresponding to the Passa Dois Group, whose subsurface thickness is the largest among the lithostratigraphic groups of the Paraná Basin.

The sedimentary rocks and the fossiliferous contents of the Passa Dois Group have been known since the late nineteenth century (Derby 1878) and were first named in a pioneering study by White (1908, p. 180), in which he called the clayey rocks with sandy and calcareous lenses that border the homonymous river near the old Rio do Rasto Road in Santa Catarina the "Passa Dois Series". In Brazil, this outcrop extends from Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, and São Paulo, on the eastern border of the Paraná Basin, and to Goiás and Mato Grosso, in the northern portion of the basin, and corresponds mainly to the Middle Permian, with small portions in the Lower and Upper Permian (Figures 1, 2).

It includes from the base to the top the Irati, Serra Alta, Teresina, and Rio do Rasto formations (Gordon Jr. 1947; Schneider et al., 1974) (Figure 2), whose succession can be mapped on the surface of Rio Grande do Sul to the southern portion of São Paulo. The Corumbataí Formation, equivalent to the Serra Alta and Teresina formations (Rohn 1994), is the lithostratigraphic unit applied for the northeast of São Paulo, Mato Grosso, and Goiás.

According to correlations between the profiles of São Paulo and Paraná, the Corumbataí Formation is incomplete, and is almost equivalent to only the lower half of the Teresina Formation (Rohn 1994, 2001; Meghlioratti 2006). Some authors also use the name Estrada Nova Formation, whose stratigraphic comprehension is sometimes variable, and equivalent to the Serra Alta and Teresina formations, or Corumbataí Formation; Serra Alta and Teresina, or Serrinha Member (Rio do Rasto Formation); Teresina Formation and Serrinha Member; or only to the Teresina Formation (Rohn 1988, 1994).

As stated by Schneider et al. (1974), the Irati Formation is composed of two members, Taquaral and Assistência, and consists of a succession of organic-rich shales, siltstones,

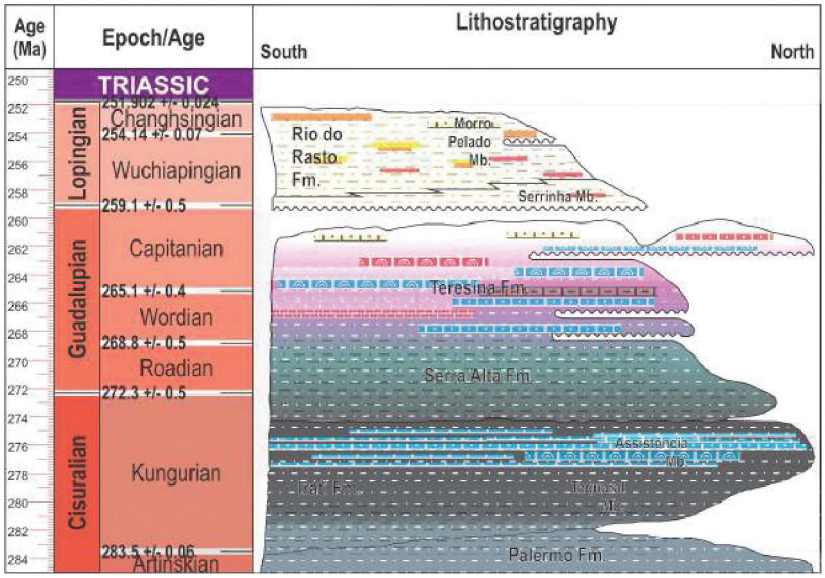


Figure 2: Stratigraphic chart of the Passa Dois Group. Source: Ages and chronostratigraphic division according to Lucas & Shen (2018) and chronostratigraphic chart adapted from Holz et al. (2010).

and limestones that are stratified and laminated. This formation overlays the Guatá Group, and at least in São Paulo, its contact, as well as the contact between the Taquaral and Assistência Members (Lages 2004), is discordant. The limestones present considerable amounts of siliciclasts (Araújo 2001; Rohn et al., 2003a; Lages 2004); and in the basal portion of the Assistência Member there are brecciated calcilutites with pseudomorphs of gypsum, and in some wells in São Paulo, gypsum and anhydrite were identified (Hachiro 1996; Araújo 2001; Rohn et al., 2003a; Lages 2004).

The Serra Alta Formation comprises mudstones, shales, and dark gray to black siltstones, with conchoidal fractures, calciferous lenses and concretions, with parallel lamination (Schneider et al., 1974); and in the strata exhibits a gradual transition to heterolithic succession of siltstones and shales with flaser bedding and wavy-ripple lamination, beds of coquinas, oolitic limestones, and stromatolitic bioherms and biostromes of the Teresina Formation (Schneider et al. 1974; Rohn et al. 2003b; Rohn & Fairchild 2015). The carbonate rocks of the Teresina Formation occur secondarily, and are more abundant at certain intervals, especially in the middle and upper portions of the unit. They usually present centimetric to decimetric thicknesses, and typically pure ones correspond to oolitic calcarenites cemented by sparite, and calcilutites, which commonly include bivalves and ostracods with disarticulated shells (Rohn 2001; Rohn et al., 2003b).

Overlying the Teresina Formation, the Rio do Rasto Formation is subdivided into two members, Serrinha and Morro Pelado (Schneider et al., 1974). The Serrinha Member comprises greenish and purple siltstones interbedded by mudstones, fine sandstones, and lenticular beds of carbonate rocks. Siltstones and mudstones are usually massive and exhibit conchoidal fractures. Very fine sandstones may show small-scale cross-stratification, cross-laminations, and wavy ripples. There are still ripple marks and flaser bedding on the lower portion of this unit. According to Schneider et al. (1974), the Serrinha Member also presents oolitic limestones, but Rohn (1994, 2007) considered that such facies would be typical only of the Teresina Formation.

3. Biostratigraphy and age of Passa Dois Group

Holz et al. (2010) presented a biochronostratigraphic chart for the Permian strata of the ParanÃą Basin, more detailed than that of Milani et al. (2007a), which includes biozones of plant macrofossils, bivalves, and vertebrates. The framework of Holz et al. (2010) was chosen for this study; however, we also incorporate updated ages from Lucas & Shen (2018), and the extension of the outcrop area data of the northern region of the basin (Figure 2).

For this update, we include the biostratigraphic data of the bivalve biozones of Simões et al. (2017), the *Eurydesma-Lyonia* Fauna (Neves et al., 2014; Taboada et al., 2016); the macrophytozones reviewed by Christiano-de-Souza et al. (2014); the recalibration of the palinozones of Mori et al. (2012); the conchostracans biozones proposed by Rohn (1994); and the *Mesosaurus brasiliensis* Biozone of Mezzalira (1980). Based on the recalibration of these biozones, it was proposed to update the biochronostratigraphic framework of Holz et al. (2010) (Figure 3), considering the geochronological data below (Guerra Sommer et al., 2008), intra (Santos et al., 2006, Canile et al., 2016) and over the Passa Dois Group (Tohver et al., 2012; Tohver et al., 2018). The SHRIMP U-Pb zircon age data from bentonitic ash fall layers intercalled in the basal portion of the Irati Formation (Santos et al., 2006) suggested a crystallization age of zircon of 278.4 ± 2.2 Ma (7 points with 95% confidence) for the volcanic eruption that produced these ashes, correlated to the Choiyoi volcanic event (Rocha Campos et al., 2011). This

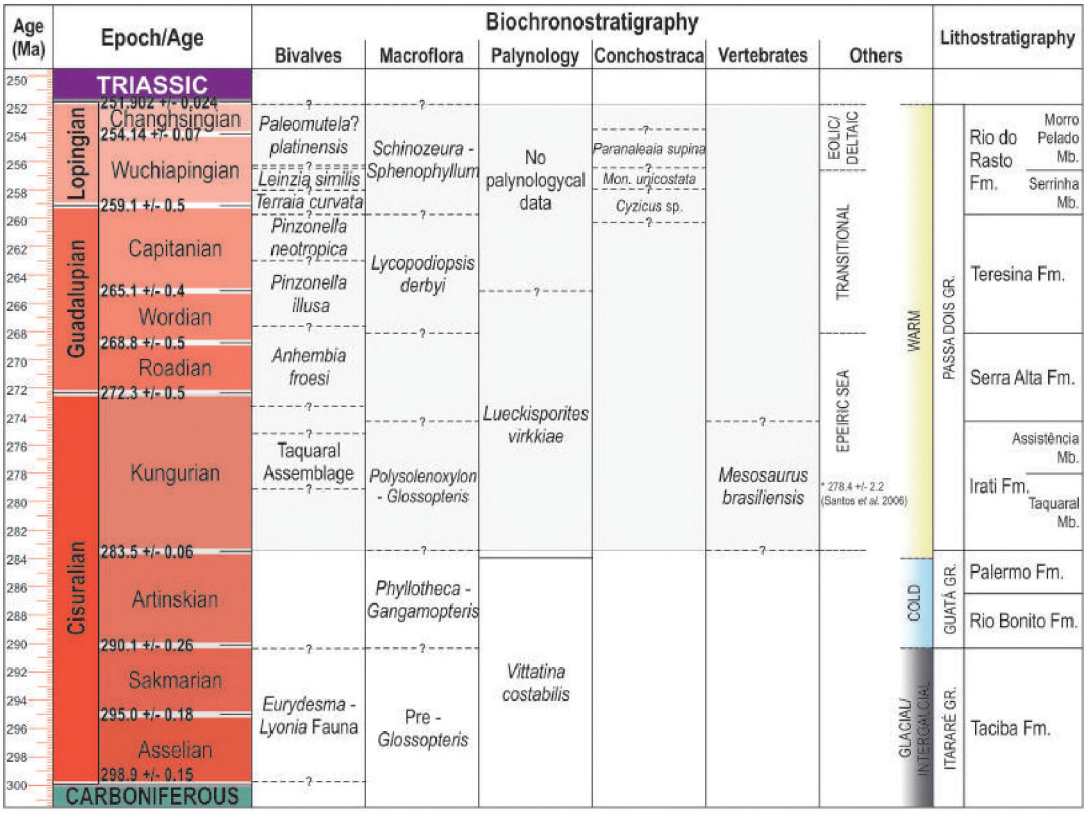


Figure 3: Proposed biochronostratigraphic framework for the Passa Dois Group. Source: Ages and chronostratigraphic division according to Lucas & Shen (2018), and biozones adapted from Neves et al. (2014), Taboada et al. (2016), Simões et al. (2017) (bivalves); Christiano-de-Souza et al. (2014) (macrophytozones); Mori et al. (2012) (palinozones); Rohn (1994) (conchostracan); Mezzalira 1980 (vertebrates). Climate interpretation based on fragments of macro-vegetal (Christiano-de-Souza et al. 2014) and lithostratigraphy and macro-environments of this study.

age coincides with the Cisuralian, more specifically the Kungurian (Lucas & Shen 2018), for the beginning of the deposition of the Irati Formation in the studied locality (São Mateus do Sul, Paraná). This age seems very consistent, and the unit has a good correlation with the Whitehill Formation, Karoo Basin (Milani & De Wit, 2008). For the younger units, the minimum age is provided by the dating of detrital zircons of Canile et al. (2016), whose data suggest that the units subsequent to the Teresina Formation may have been deposited in the Triassic (younger than the detrital zircons of Serrinha Member of 255±2 Ma). On the other hand, the dating of Tohver et al. (2012) for the Dome of Araguaínha, created by a meteorite impact that also deformed the strata of Passa Dois Group, delimits a minimum average age for its deposition at 254.7 ± 2.5 Ma, based on analyses in quartz inclusions and monazite crystals.

4. Paleoenvironmental considerations

Although it has been studied from several perspectives since the beginning of the last century, the Passa Dois Group, as summarized by Rohn (2001, 2007) and Meghlioratti (2006), presents several different interpretations regarding the paleoenvironment, both from the faciological and paleontological view.

Marine microfossils were found in the Irati Formation (e.g., acritarchs, foraminifera, brachiopods), and sporadically in the two overlying units. Fusulinidiform foraminifera were observed only in the Assistance Member of the Irati Formation, both in samples of outcrops close to the stratotype section as in wells perforated by PAULIPETRO (Campanha & Zaine 1989), recovered through standard micropaleontological processing (oxygen peroxide), and thin section analysis.

Apart from this publication, only Rohn (1994) published a photomicrograph of agglutinated foraminifera (Lituolacea?) from a limestone of the Teresina Formation. However, PAULIPETRO's internal reports, now belonging to the collection of the Science and Technology Library of the Federal University of Paraná, pointed out several levels of foraminifera above the layers with eventual fusulinidiforms (e.g. PAULIPETRO 1981), most of them agglutinated foraminifera genera (*Trochammina*, *Hyperammina*, *Hyperamminite*?, *Psammosphaera*?, *Ammodiscus*?) recurring at various levels, all within the range corresponding to the Teresina Formation.

Usual processing applied to Passa Dois Group samples recovered many ostracods (Maranhão 1995; Maranhão & Petri 1996; Almeida 2005; Tomassi 2009) but did not record the recovery of foraminifera. Fish remains, siliceous sponge spicules, fragments of crustaceans, phytoclasts, and ofiuroid ossicles are among the recovered microfossils. Searches for

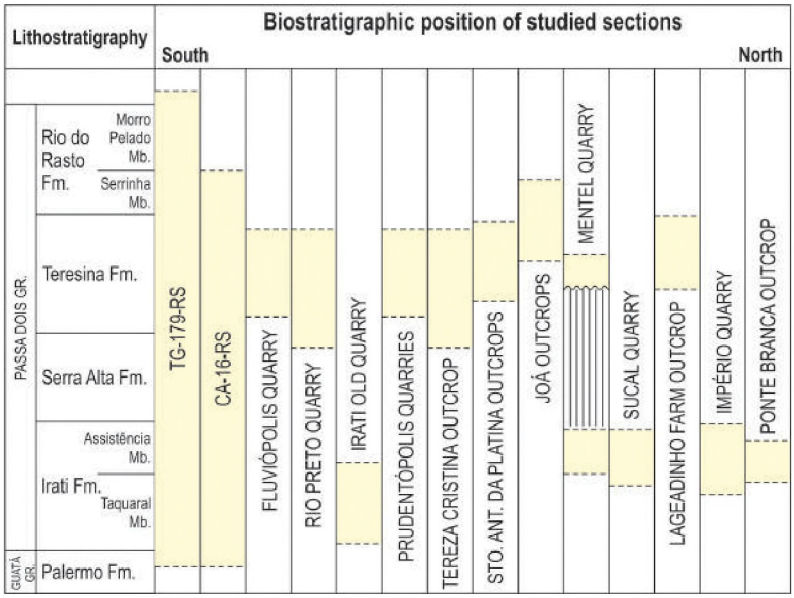


Figure 4: Stratigraphic position of the sections studied on the basis of recognized biozones. Legend: *Mesosaurus brasiliensis* Zone (Lowermost TG-179-RS; Lowermost CA-16-RS; Irati Old Quarry; Lower Mentel Quarry; Sucal Quarry; Império Quarry; Ponte Branca outcrops). Taquaral Assemblage Zone (Irati Old Quarry). *Pinzonella neotropica* Zone (Fluviópolis Quarry; Rio Preto Quarry; Prudentópolis Quarry; Santo Antonio da Platina outcrops; Joá outcrop; Upper Mentel Quarry; Lageadinho outcrops). *Lycopodiopsis derbyi* Phytozone (Fluviópolis, Rio Preto and Prudentópolis Quarries). *Schinozeura-Sphenophyllum* Phytozone (Upper Joá outcrops).

conodonts proved unsuccessful (Milani 1997). Among the macrofossils, lingulid brachiopods were reported for the Irati Formation (Campanha 1985) and only one articulated brachiopod was found and described for the Teresina Formation (Anelli et al. 2013).

On the one hand, while classical studies based purely on sedimentology (e.g., Schneider et al., 1974), characterize the Teresina Formation as a shallow and agitated tide-dominated marine environment , later studies (e.g. Lavina 1991) reported that the same sedimentary structures could also be generated mainly by waves and not tides. The bivalves present in this depositional interval had already raised doubts regarding their origin since the mid-twentieth century (Mendes 1945, 1952, 1967, 1984). Ghilardi & Simões (2002) suggested that the bivalves of the Teresina and Corumbataí formations likely had marine ancestors but evolved in isolated paleogeographic conditions in a body of water that may have been saline or had variable salinity.

5. Material and methods

This investigation includes the study of microfacies in samples distributed along two boreholes and twelve outcrop sections of the Passa Dois Group (Figures 1 and 4; Table 1). The two continuous boreholes designated CA-16-RS and TG-179-RS are located in the southern region of the Paraná Basin (Rio Grande do Sul State), and were drilled for the evaluation of coal deposits of the Paraná Basin (Aboarrage & Lopes 1986) by the Geological Survey of Brazil. The outcrop sections were chosen in two macro-regions, one in the central area of the Paraná Basin, between Santo Antonio da Platina and Fluviópolis, and another in the northern domain between Alto Garças and Perolândia (Figure 1). All the studied sections were described according to the criteria in Figure 5 and will be presented from the most southern to the northern ones (Figures 6 to 16).

The selection of the studied sections favored localities already known in the literature, whose fossiliferous content allows confident biostratigraphic interpretations (Figure 4), except for the boreholes, whose criteria for lithostratigraphic division were based on those defined by Aboarrage & Lopes (1986), plus a review of the lithological description. In this way, all the studied sections were positioned according to the recognized biozones (Table 1).

Based on these sections, a total of 262 samples were collected for studies of microfacies and microfossils, and the result of the interpretation of the microfacies of 148 thin sections distributed throughout the four formations of the Passa Dois Group are presented here with their main characteristics, by regional domain of basin (South, Central, and North), combined with field data and descriptions of the polished sections (Appendix 1).

Thirteen microfacies were recognized in the studied samples according different criteria (Table 2), gathering siliciclastic (Folk 1980) and carbonate rocks microfacies (Embry & Klovan 1971; Burne & Moore 1987; Terra et al. 2010). Microbialites, designated generically, were classified morphologically according to Logan et al. (1964). Subsequently, the microfacies were presented in three main domains: 1) South (CA-16-RS and TG-179-RS); 2) Central (from the Fluviópolis Quarry to the Joaquim Távora outcrops); and 3) North (Alto Garças to Perolândia).

Table 1
Analyzed sections of the Passa Dois Group.

Section	Geographical coordinates Latitude	Longitude	Thickness	Number of samples	Biozone	Lithostratigraphic unit	Previous studies
TG-179-RS	29°49′6.81″ S	50°14′33.10″ W	352.0 m	19	*M. brasiliensis* Zone	Irati/Serra Alta/Teresina. Rio do Rasto Formations	Aboarrage & Lopes (1986)
CA-16-RS	30°1′26.96″ S	52°7′49.38″ W	147.3 m	20	*M. brasiliensis* Zone	Irati/Serra Alta/Teresina. Rio do Rasto Formations	Aboarrage & Lopes (1986)
Fluviópolis Quarry	26°2′37.87″ S	50°34′6.52″ W	20.0 m	21	*L. derbyi* Phytozone/*P. neotropica* Zone	Teresina Formation	Oliveira-Babinski & Rösler (1984)/ Rohn (1994)
Rio Preto Quarry	25°31′31.28″ S	50°44′54.44″ W	20.0 m	16	*L. derbyi* Phytozone/*P. neotropica* Zone	Serra Alta?/Teresina Formations	Rohn (1994)/Neves et al. (2011)/ Christiano-de-Souza et al. (2012)
Irati Old Quarry	25°26′4.18″ S	50°37′55.24″ W	16.0 m	22	*M. brasiliensis* Zone/Taquaral Assemblage Zone	Irati Formation	Matos et al. (2017)
Prudentópolis Quarries	25°12′26.23″ S	50°57′9.91″ W	30.0 m	28	*L. derbyi* Phytozone/*P. neotropica* Zone	Teresina Formation	Rohn (1988,1994)/Rohn & Fairchild (2015)
Tereza Cristina Outcrop	24°49′40.77″ S	51°8′6.26″ W	24.0 m	30	*P. neotropica* Zone	Serra Alta/Teresina Formations	-
Sto. Ant. Platina Outcrop	23°22′55.80″ S	50°3′38.23″ W	10.0 m	12	*P. neotropica* Zone	Teresina Formation	Rohn (1994)/Neves et al. (2009)/Méndez Duque (2012)
Joá Outcrops	23°29′9.76″ S	49°53′45.23″ W	32.0 m	43	*P. neotropica* Zone	Teresina/Rio do Rasto Formations	-
Mentel Quarry	16°55′50.17″ S	53°30′46.80″ W	15.0 m	15	*M. brasiliensis* Zone/*P. neotropica* Zone	Irati/Teresina Formations	Anjos (2008)
Sucal Quarry	17°28′51.64″ S	52°3′38.04″ W	14.2 m	7	*M. brasiliensis* Zone	Irati Formation	Anjos (2008)
Lageadinho Farm Oucrop	16°56′20.17″ S	53°29′45.83″ W	26.0 m	14	*P. neotropica* Zone	Teresina Formation	-
Império Quarry	17°20′27.05″ S	52°33′1.37″ W	6.0 m	8	*M. brasiliensis* Zone	Irati Formation	Anjos (2008)
Ponte Branca Outcrop	16°57′0.97″ S	53°5′16.49″ W	4.0 m	7	*M. brasiliensis* Zone	Irati Formation	-

For the recognized microfacies, in addition to the classification criteria mentioned above, the petrographic studies of Rohn (1994), Maranhão (1995), Meglhioratti (2006), Méndez Duque (2012), and Nomura et al. (2014) were also considered for the Teresina Formation outcrops. Fragments of plants recognized in thin sections were based on Speranza & Calzoni (2005), Faria (2009), and Tavares et al. (2011).

6. Results

6.1. Microfacies of the Southern Domain

The microfacies of the Southern Domain were represented by the two boreholes (Figure 6) and differed slightly from the microfacies of the Central and North domains. The continuity of the formations is represented by more than 150 m in the CA-16-RS borehole (top of the Palermo Formation to the top of the Rio do Rasto Formation: 227.7 to 80.4 m) and 352 m in the TG-179- RS borehole (750.0 to 398.0 m). The higher thickness of the Passa Dois Group in the TG-179-RS borehole is due to the preservation of the facies relative to the Morro Pelado Member, truncated by the reddish, medium to thick arkose sandstone of the Rosário do Sul Formation (Triassic), in the CA-16 -RS borehole.

To equalize the analysis, the sampling plan also focused on the first 150 m of the TG-179-RS borehole, thus ensuring parity between the microfacies results. In both boreholes, the predominant microfacies are fine dark gray to black shales (MF 3 and MF 4), with pyrite nodules (Irati Formation), and well-marked parallel lamination, progressively more bioturbated in Serra Alta and Teresina formations. Secondly, crystalline carbonates (MF 11) and mudstones and peloid-bearing packstones (MF 5 and MF 7) occur from the Irati Formation to the Teresina Formation.

Among the features recognized particularly in the CA-16-RS borehole, it is worth mentioning the occurrence of siderite venules in the upper portion of the borehole (Figure 7A), sometimes associated with convoluted folds (Figure 7B). Moreover, in the upper portion of the borehole, the discordant presence of medium to coarse sandstones is observed, eroding siltstones (Figure 7C). In this portion of both boreholes the occurrence of phosphatic remains is was commonly observed (Figure 7H). In the TG-179-RS borehole, desiccation cracks were present (Figure 7O), and in the uppermost portion of the Serrinha Member, eroded in the CA-16-RS borehole, layers with carbonate nodules were present (Figure 7P).

In both boreholes *M. brasiliensis* bones were found conjugated into the Irati Formation (Figure 7I) and, in thin section, the occurrence of possible pyritized foraminifera (Figure 7Q). The basal portion of Serra Alta Formation is characterized by the occurrence of carbonate fractures (Figure 7N), whose mineralogical composition includes evaporite minerals such as barite and anhydrite (Figures 7J to M). In these facies, the fractured rock contains both glauconite and sponge spicules (Figure 7R). When there are decimetric layers, these carbonates present in microscopy typically exhibit fractal features of cone-in-cone structures (Figures 7D and E), which differ from the spherulitic texture of the Teresina Formation (Figures 7F and G), which indicate recrystallized ooids.

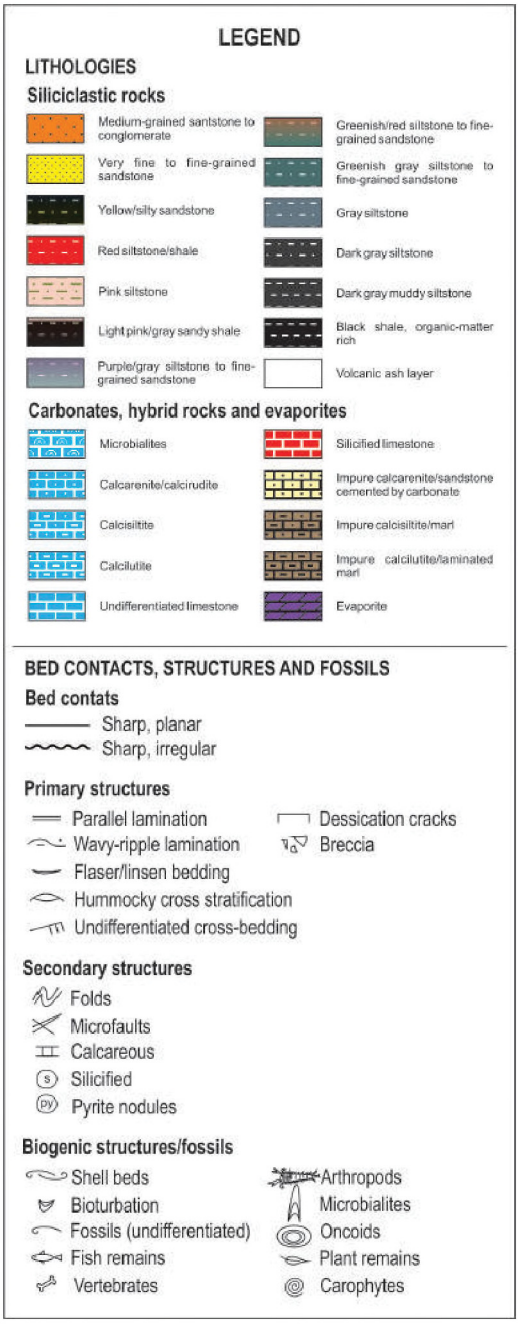


Figure 5: Legend for stratigraphic correlation sections.

6.2. Microfacies of the Central Domain

In the Central Domain, we focused the samples of mixed carbonate-siliciclastic lithofacies of the Irati and Teresina formations (Figures 8 to 14). In these sections (Figures 8 and 12), it was noted that the facies corresponding to the Irati Formation are very similar to those observed in the boreholes, where the fine siliciclastic microfacies MF 3 and MF 4, correspond to the surface section of the Irati Old Quarry,

Table 2
Passa Dois Group Microfacies.

Microfacies	Main features	Interpretations
MF 1 - Diamictite	Centimetric to decametric beds with immature coarse grains, arkose, in an often silty matrix	Basal deposits of fluvial hyperpycnal flows due to increment of humidity
MF 2 - Sandstones and heteroliths	Fine to very fine sandstones, intercalated with siltstones, with flaser/linsen bedding, bioturbated	Intermediate deposits of fluvial hyperpycnal flows or cycles of shallow-upward movements due aridity
MF 3 - Siltstones and fine heteroliths	Metric intercalated successions of siltstones and claystones with wavy-ripple lamination, often bioturbated	Shallow-environment deposits of dominated by waves (storm and fair weather) in humid climate
MF - 4 Lutite	Organic matter-rich claystones and clay shales , with parallel lamination and pyrite nodules	Distal deposits in water bodies with stagnant and anoxic/dioxide bottoms (dead zones)
MF - 5 Mudstone	Thin lamina of calcilutites, often micrite carbonate with rare or absent microfossils	Shallow deposits deposited in aridity conditions, with saturated waters in CaCO3; or upper portion of storm deposits
MF - 6 Wackestone with bioclasts	Centimetric micrites with low concentration of bioclasts, in general ostracods or phosphatic remains	Pools of carbonaceous sedimentation, in the arid period, with saturation of the water with CaCO3
MF - 7 Peloidal packstone	Decimetric beds of carbonate rocks supported by peloids in micrite to microspar framework, with rare ostracods	Deposits of water bodies with intermittent agitation, in the arid period, with saturation of the water with CaCO3
MF - 8 Oolitic grainstones	Decimetric stratified layers of oolitic grainstones with ostracods, malformed radiated and concentric ooids, sometimes cerebroids	Basal deposits of storm deposits or oolitic shoals
MF - 9 Coquinoid rudstones	Concentration of bivalve shells, usually disarticulated, grain-supported, with sandy matrix and carbonate cement, or peloidal-oolitic grainstone fabric	Basal deposits of carbonate storm deposits or coquinoid shoals
MF - 10 Microbialites	Decimetric to metric bioherms or biostromes, with LLH, SH, or SS stromatolites and trombolites	Microbial layers deposited in coastal regions due the higher aridity, with eventual subaerial exposure, and lateral debris deposits
MF - 11 Crystalline carbonates	Dolomitic microcrystalline to spar carbonates, with no discernible allochemical, and presence of organic matter	Recrystallized carbonate layers by meteoric diagenesis or metasomatic processes
MF - 12 Silicified carbonates	Oolitic grainstones, coquinoid rudstones and microbialites, total or partially silicified	Generally, carbonate layers replaced by microcrystalline silica
MF - 13 Spiculitites	Centimetric to decimetric tabular to lenticular beds with concentration of monoaxionic demosponges spicules	Autochthonous or parautochthonous concentrations of sponges in arid and alkaline water conditions or dead zones

where the Taquaral Member outcrops. In the upper portion of this locality crystalline carbonates occur, which include well-characterized microscopic cone-in-cone structures (Figure 9A).In the Teresina Formation in particular, there are several levels with desiccation cracks (Figure 13A).

In addition to these compaction structures, limestone strata become thicker, reaching centimetric to metric layers within the mixed sequence (Figures 8 and 12). Most of the studied samples exhibit discordant contact with the underlying siliciclastic rocks, generally intensely bioturbated siltstones and fine heteroliths (e.g. Figures 10D and 10F). Once eroded, these heteroliths are covered by layers of oolitic grainstones (MF 8) or coquinoid to intraclastic (MF 9) rudstones (Figures 9B, 10, 11C, and 11D).

Coquinoid rudstones of Teresina Formation vary in amount of matrix and framework, and may sometimes constitute coquinoid floatstones, sometimes founded with articulated valves (Figures 9B, 14C and 14F). Coquinoid thicker layers present a series of internal variations, probably related to oscillations in the energy flow, generating different textures and sedimentary structures, including low angle cross stratification (Figures 10A and 10B). The more rudaceous carbonates are related to the greater diversity of allochemical grains observed (ooids, peloids, intraclasts). Among the latter, the presence of both lithic fragments (Figures 10C and 10F) and fragments of microbialites (Figures 10C and 11C) are noteworthy, which is indicative of proximity to the source area. Among the bioclasts, besides fragments of mollusks, ostra-

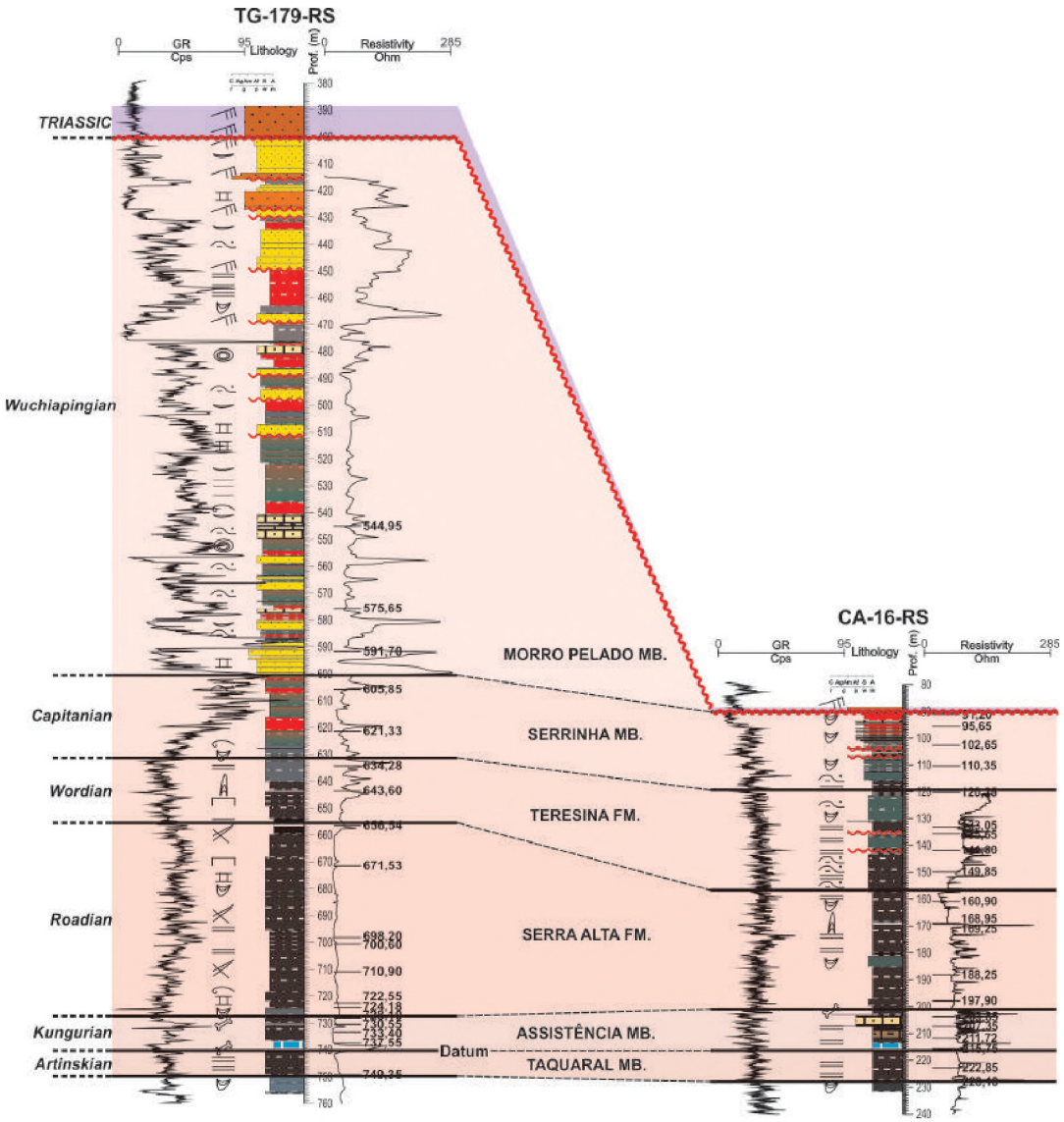


Figure 6: Stratigraphic correlation between the boreholes of the Southern Domain of the Paraná Basin.

cods, and (Figures 14G and 14H), phosphatic fragments occur (Figures 14 I and 14J) and, more rarely, also agglutinated foraminifera (Figure 10C). In the Rio Preto Quarry, where the occurrence of *Leonardosia langei* oospores is well known (Faria et al., 2013), samples rich in oospores were laminated and exhibit these oospores in section (Figure 9G).

The same proximal character is indicated both in the Prudentópolis and Tereza Cristina Quarries (Figures 8, 11A to 11C, 12, 13D and 14A), by the presence of the bioherms and layers with fragments of columnar stromatolites , with metric extension and domes up to 90 cm in height and 1.20 m in length, suggesting the source of microbial intraclasts.

The grainstones may be oolitic (Figures 11D) or bioclastic (Figure 14B). Most of the ooids are aragonitic, fibrorradiates, with cortex presenting two or more growth phase limits, or cerebroid type. Some of the grains, mainly ooids and bioclasts, are micritized (Figures 10F and 11E), and cortoids are often found in the rudstones (Figures 10C and 10E). In the thinner layers, sometimes, it was possible to observe that these grainstones can represent only centimetric lamina (Figures 10F, 13G and 13H), transported into a typically siliciclastic sequence, whose sequence corresponds to sandstone eroded by oolitic grainstone with intraclasts, and eroded by siltstone with fragmented ooids. When they present smaller grain size, it is possible to observe the presence of peloids and ooids between layers of carbonate siltstone (Figure 14D).

Several localities present localized carbonate substitution by silica, generally associated with more porous or pure carbonate facies, with low proportion of siliciclastic grains; grainstones; rudstones, and microbialites (MF 12) (Figures 9B, 10, 11D to 11F, 14A and 14C) or disseminated silicification (Figures 11A and 11B). However, it was possible to observe biogenic silica in several places, with an exceptional concentration of sponge spicules in the Rio Preto Quarry (MF 13) (Figures 9C and 9D). These authentic spiculitites have mainly monoaxionic spicules of demosponges, with an

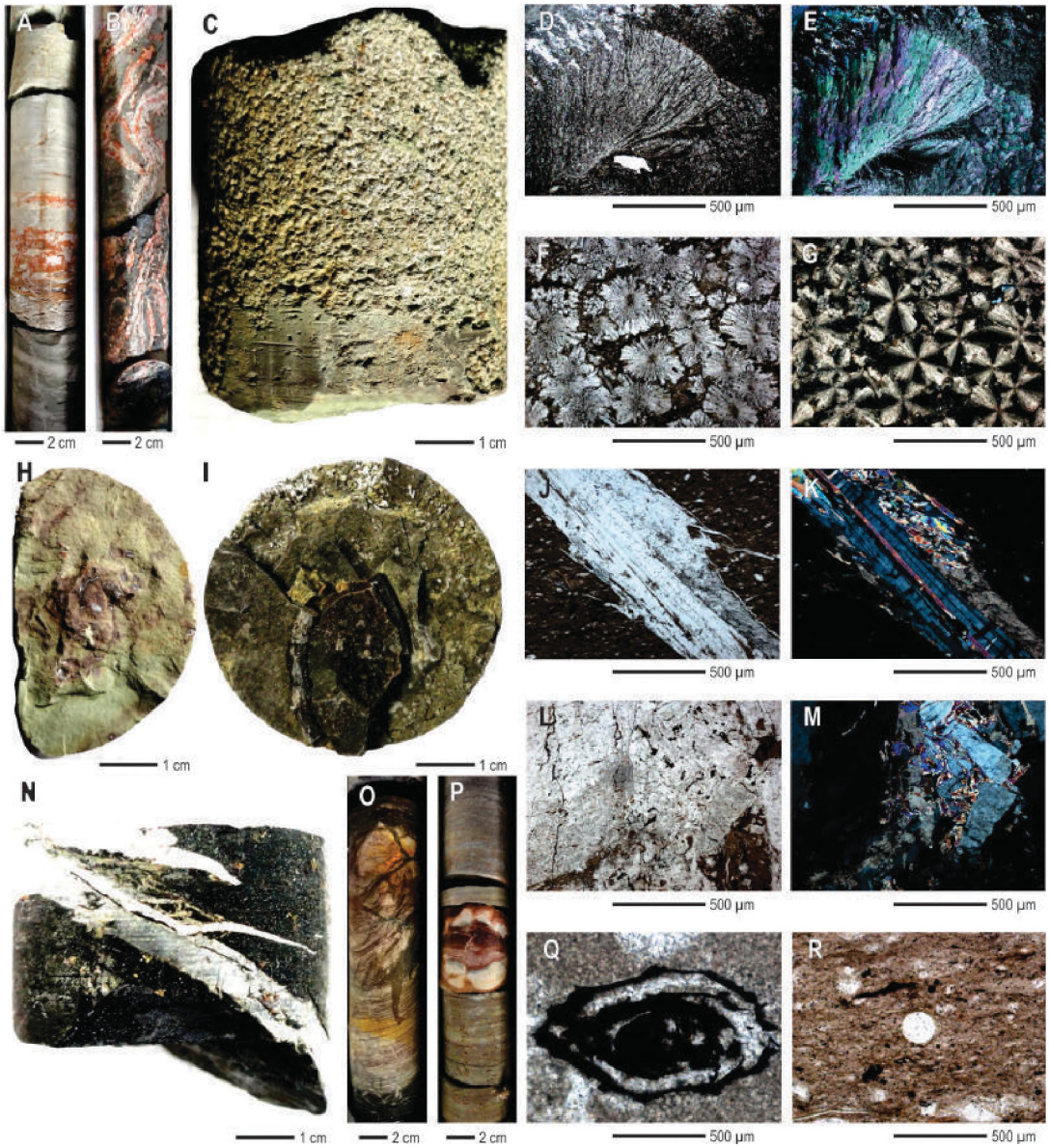


Figure 7: Main characteristics of facies and microfacies recognized in the TG-179-RS and CA-16-RS boreholes. Legend: A) Siderite venules in limestone, CA-16-RS, Cx. 24, R. 3, 112.53 to 112.62 m, Serrinha Mb. B) Convoluted folds, CA-16-RS, Cx. 26, R. 5, 121.05 to 121.75 m, Serrinha Mb. C) Erosive contact of medium sandstone on siltstone, CA-16-RS, Cx. 23, R. 4, 107.15 m, Serrinha Mb. D and E) Arborescent carbonate structure, CA-16-RS, Cx. 34, R. 5, 168.25 m, Serra Alta Fm., plane-polarized light (D) and cross-polarized light photomicrography (E). F and G) Spherulites, CA-16-RS, Cx 30, R. 5, 141.80 m, Teresina Fm., plane-polarized light (F) and cross-polarized light photomicrography (G). H) Phosphatic remains, CA-16-RS, Cx. 21, R. 2, 101.50 m, Serrinha Mb. I) Mesossaurid bones, CA-16-RS, Cx. 30, R. 1, 202.00 m, Irati Fm. J to M) Barite and anhydrite within fractures, in silty claystone, TG-179-RS, Cx. 885, R. 2, 722.55 m, Fm. Serra Alta, plane-polarized light (J and L) and cross-polarized light photomicrographs (K and M). N) Dark gray shale with carbonate fractures, TG-179-RS, Cx. 884, R. 1, 717.17 m, Serra Alta Fm. O) Desiccation cracks in limestones, TG-179-RS, Cx. 861, R. 2, 610.42 m, Serrinha Mb. P) Carbonate nodules, TG-179-RS, Cx. 846, R. 5, 536.15 m, Serrinha Mb. Q) Pyritized foraminifera, TG-179-RS, Cx. 887, R. 3, 730.33 m, Assistência Mb., plane-polarized light photomicrography. R) Sponge spicule, TG-179-RS, Cx. 885, R. 2, 722.55, Serra Alta Fm., plane-polarized light photomicrography.

average length of 500 μm and a diameter of up to 60 μm. Within the spicules syngenetic glauconite fills the axial canal (Figure 9E) and the proteinaceous filament within the axial can be found in some spicules (Figure 9F).

Bioclastic wackestones are less expressive among the recognized microfacies, but when they occur, they present ostracods or microphylls (Figures 11F and 14E). They occur in the uppermost portion of the Teresina Formation, and coincide with or are close to the layers of microbialites and occurrences of macroplant fossils (Figure 13F). In this portion, the bioturbated siltstones and heterolithic rocks (MF 3) are progressively sandier (Figures 13B, 13C and 13E).

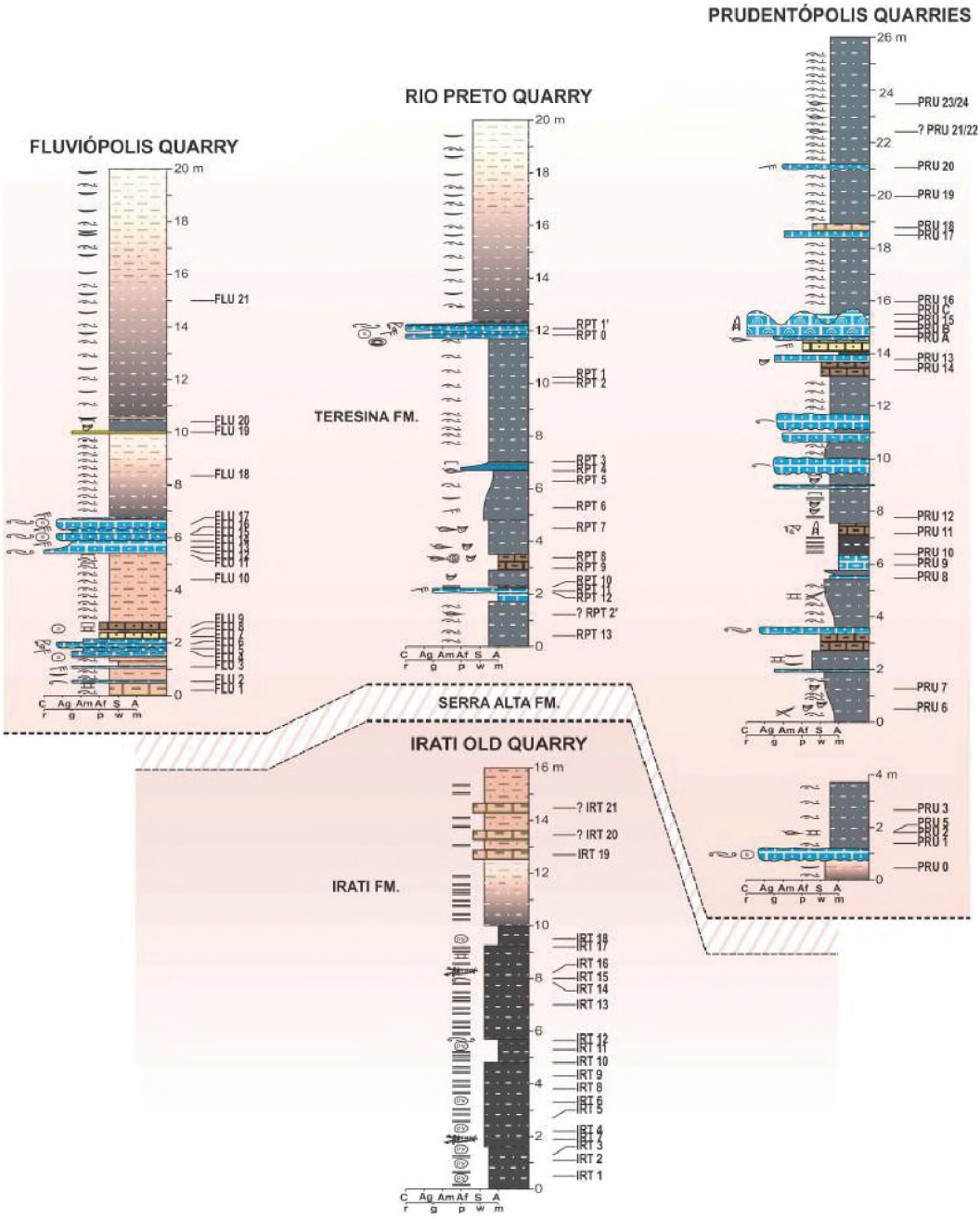


Figure 8: Stratigraphic correlation of outcrop sections of the Central Domain, Part I.

6.3. Microfacies of the Northern Domain

The Northern Domain, presents a set of microfacies very similar to those described in the South and Central domains. In the region of Alto Garças and Perolândia, only the Irati and Teresina (=Corumbataí) Formations were present, where the discordant lies on the former (Figure 15). The Irati Formation, in the studied portion (Assistência Member), shows both crystalline carbonate facies (MF 11), as mudstones, packstones, and grainstones (MF 5, MF 7, MF 8).

Among a rhythmic succession of impure or crystalline carbonates rocks, and silty shales, it is worth mentioning the occurrence of several layers of microbialites, mostly silicified, sometimes without distinct lamination, designated as thrombolites (Figure 16A), sometimes laminated and associated with sponge spicules and glauconite (Figure 16B). Besides being directly associated within stromatolites, the spicules were also found as solid skeletons in chert layers, whose internal and external features were well preserved, as well as dermal remains (Figures 16C to 16E). Carbonate breccias, commonly found in other regions of the Passa Dois Group, were also found in the Irati Formation (Figure 16I).

The Teresina Formation, on the other hand, exhibits progressively more proximal facies, with bivalve concentrations

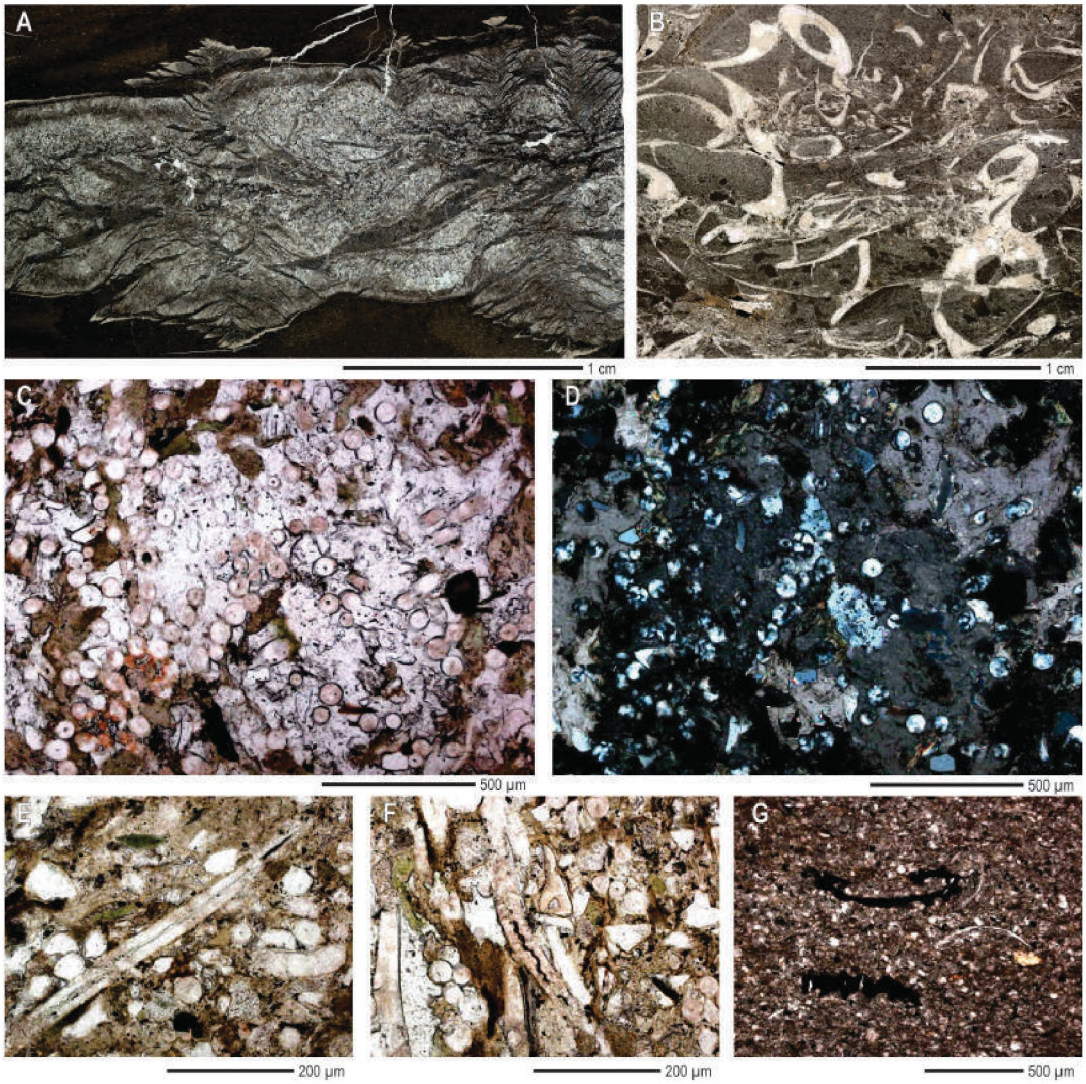


Figure 9: Structures and textures of the microfacies from Irati, Fluviópolis and Rio Preto quarries. Legend: A) Cone-in-cone structure, Irati Old Quarry, IRT 18 sample, plane-polarized light photomicrography. B) Partially-silicified coquinoid floatstone, Fluviópolis Quarry, FLU 12 sample, plane-polarized light photomicrography. C and D) Spiculitites - transverse and oblique sections of monoaxionic sponge spicules in spar cement, Rio Preto Quarry, RPT 13 sample, plane-polarized light (C) and cross-polarized light photomicrographs (D). E and F) Detail of axial canal of sponge spicule in middle longitudinal section filled by glauconite (E) and containing the proteinaceous filament (F), Rio Preto Quarry, RPT 13 sample, plane-polarized light photomicrographs. G) Organic oopores *Leonardosia langei*, Rio Preto Quarry, RPT 8 sample, plane-polarized light photomicrography.

mainly of *Pinzonella neotropica*. In this region, instead of constituting floatstones and rudstones, these bioaccumulations have a predominantly sandy framework, characteristic of coquinoid-bearing sandstones (Figure 16F).

Mudstones, wackestones, and grainstones present only ostracods and phosphatic remains as bioclasts, and the grainstones are predominantly peloidal, and often silicified. A layer with halite pseudomorphs was found above the coquinas in the Alto Garças region (Figure 16G and 16H).

7. Discussion

7.1. Microfacies in time and space

There are several environmental and micropaleontological issues within the Passa Dois Group, such as questioning if the marine influence would be restricted to the Irati and Serra Alta formations, and if it would really be sporadic in the Teresina Formation. In this case, why were undoubtedly marine microfossils not found above the Irati Formation? Did mixohaline conditions provide an environment where scarce and endemic microfossils prevailed? What would be the potential relation between the development and inhibition of carbonate rocks? In this context, considering the microfacies of the Passa Dois Group, the following points can be discussed:

i. distribution and nature of the siliciclastic microfacies;
ii. distribution and nature of the carbonate microfacies, and;
iii. occurrence of siliceous microfacies.

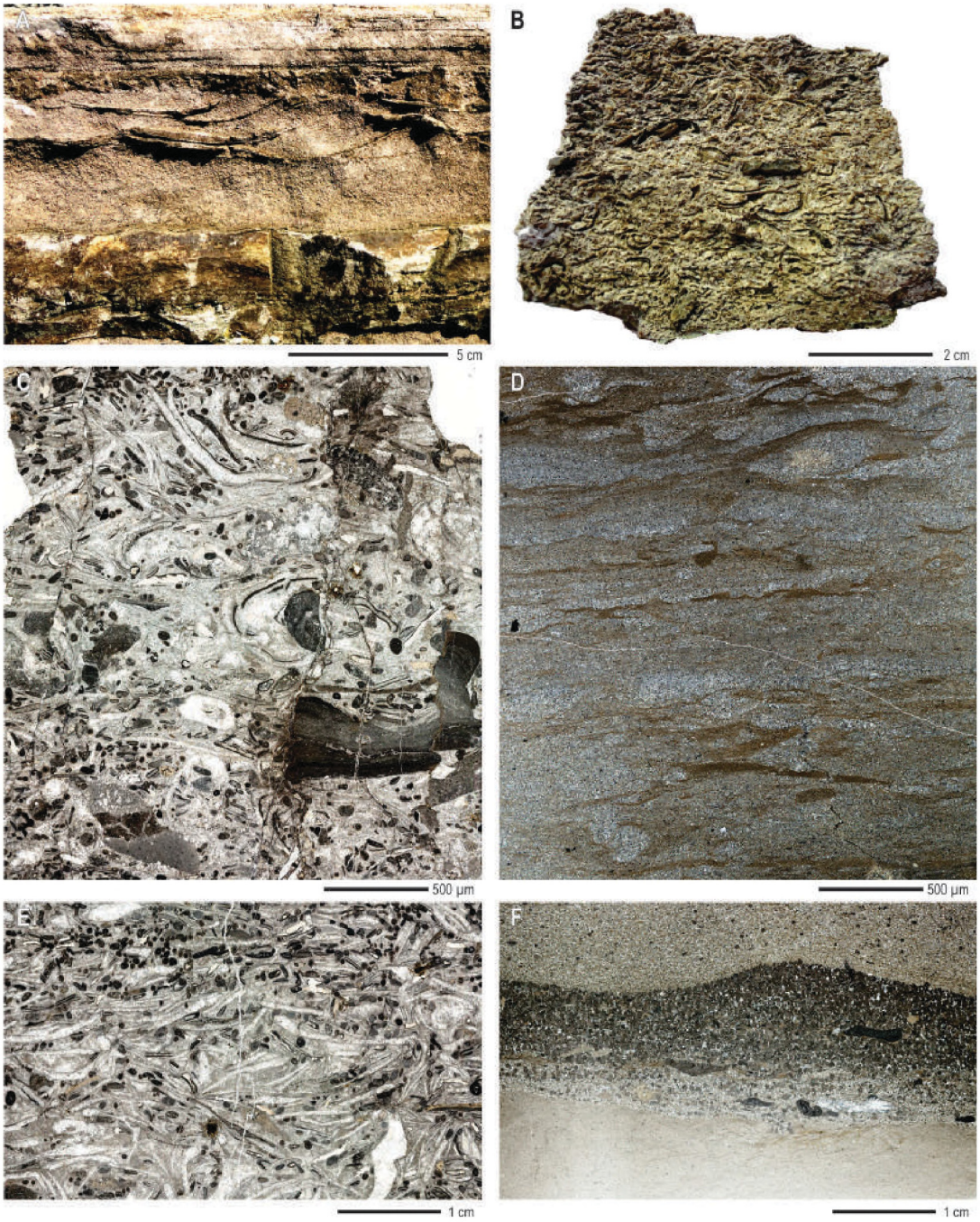


Figure 10: Details of the structures and textures of the Rio Preto Quarry. Legend: A) Detail view of the main coquina bed, with low angle cross stratification, Rio Preto Quarry, 12.0 m. B) Detail of the middle portion of the coquinoid bed, exhibiting disarticulated bivalves and large intraclasts, Rio Preto Quarry, RPT 0 sample. C and E) Bioclastic-coquinoid rudstone, with large fractured microbialite intraclast (C) intraclastic and abundant partially enveloped bivalves (E), Rio Preto Quarry, RPT 0 sample, plane-polarized light photomicrography. D) Bioturbated silt-sandy heteroliths, Rio Preto Quarry, RPT sample 6, photomicrography in cross-polarized light. F) Oolitic silicon-grainstone succession with intraclasts and fine sandstone, Rio Preto Quarry, RPT 12 sample, plane-polarized light photomicrography.

In all three studied domains, the prevalence of increasingly bioturbated fine shales and heterolithic siltstones since the upper portion of Serra Alta Formation is remarkable. The Southern Domain shows less bioturbated beds, in comparison to the Central and North domains, and coarse to medium sandstones microfacies occur only in the Rio do Rasto Formation. On the other hand, toward the north of the basin, the carbonate coquinas had a medium to coarse sandy fabric, and occur in the middle portion of the Passa Dois Group, which is equivalent to the Teresina Formation.

With the new data from microfacies analysis, it was possible to notice that the carbonate facies to the south are less

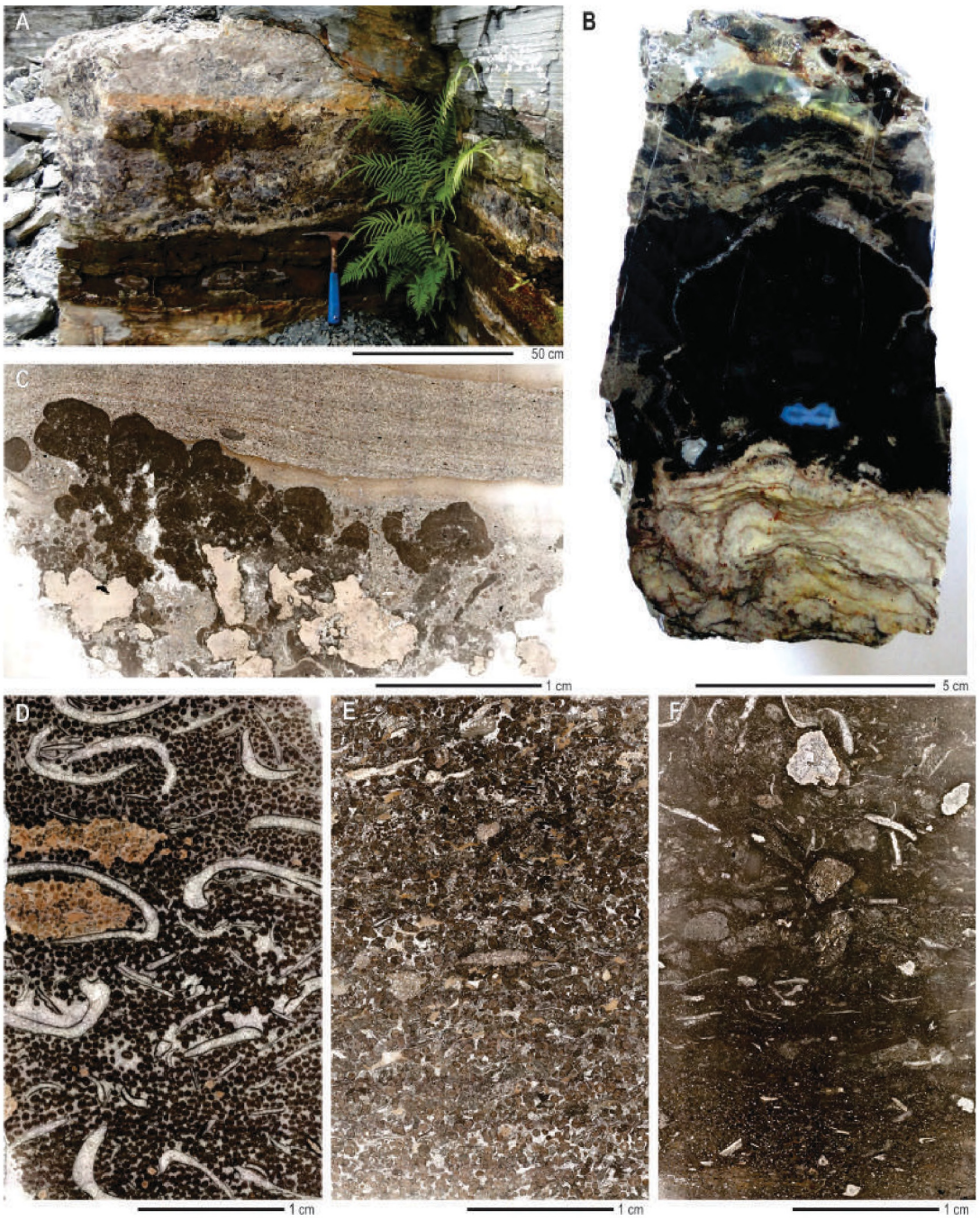


Figure 11: Structures and textures of the Prudentópolis quarries. Legend: A) General view of the stromatolite bioherms, Prudentópolis Quarry, 15.0 m. B) Detail of the silicified basal portion of the bioherm, with succession of LLH-SH-LLH stromatolitic structures, Prudentópolis Quarry, PRU A sample. C) Intraclast-bearing rudstone with fragmented microcolumnar stromatolite, Prudentópolis Quarry, PRU 11 sample, plane-polarized light photomicrography. D) Oolitic grainstone with bivalves, partially silicified, Prudentópolis Old Quarry, PRU 1 sample, plane-polarized light photomicrography. E) Oolitic-peloidal grainstone with intraclasts, partially silicified, Prudentópolis Quarry, PRU 13 sample, plane-polarized light photomicrography. F) Partially silicified bioclastic wackestone with microphylls, Prudentópolis Quarry, PRU 23 sample, plane-polarized light photomicrography.

varied than those to the central and north region of the basin. Moreover, in the Southern Domain, based on analyzed thin sections, there seems to be a shortage of microfossils, regardless of the limited studies to the central and-north portion of the basin, in São Paulo (Fúlfaro 1970; Ragonha & Soares 1974; Campanha 1985; Campanha & Zaine 1989; Sohn & Rocha Campos 1990; Maranhão 1995; Maranhão & Petri 1996), and Goiás (Almeida 2005; and Tomassi 2009). In these studies, sponge spicules, ostracods, phosphatic remains, ossicles of ofiuroid, and foraminifera were recorded in the Irati and Corumbataí formations in São Paulo. In addition, the investigations of Almeida (2005) and Tomassi

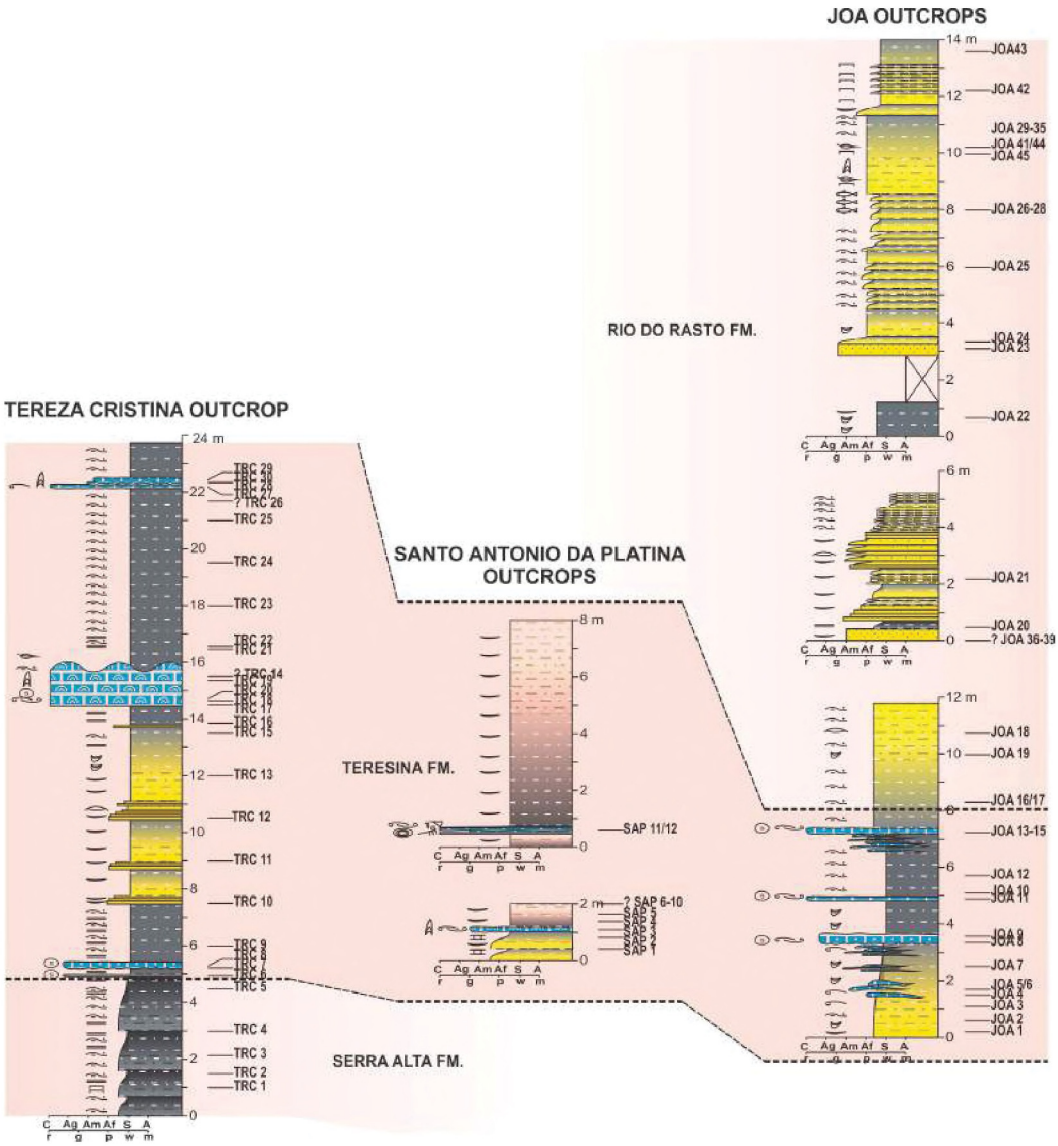


Figure 12: Stratigraphic correlation of outcrop sections of the Central Domain, Part II.

(2009) reported ostracods in the northern portion of basin. Thus, only ostracods in São Paulo and Goiás were taxonomically studied (Sohn & Rocha Campos 1990; Maranhão 1995; Almeida 2005; Tomassi 2009).

Among the petrographic studies that recorded microfossils in their descriptions of Passa Dois Group, the presence of agglutinated foraminifera (Rohn 1994), ostracods, microbivalves, stromatolites, phosphatic remains and silicified lycophytes leaves are concentrated in several localities between Paraná and São Paulo (Rohn 1994; Maranhão 1995; Hachiro 1996; Lages 2004; Meghlioratti 2006; Sallun Filho et al. 2012; Souza 2012) should be highlighted. The studies on clays for ceramics of the Corumbataí Formation detected concentrated levels of silicified tubular microfossils in some quarries near of Rio Claro (SP), with a unique micropaleontological interest (Zanardo et al., 2004; Moreno et al., 2012).

The rudaceous limestones occur in the Central Domain, indicating possibly more agitated waters, between Fluviópolis and Joaquim Távora, with the presence of some, but rare, agglutinated foraminifera along these sections. Many ostracods have been recovered in the oolitic grainstone facies of this region, including ornamented individuals with possible marine affinity, which are still being studied.

Besides these, almost all microfacies showed some amount of sponge spicules, as previous studies also predicted (e.g. Mezzalira 1980). However, based on both the locality of the Rio Preto Quarry in the Central Domain, and at the Lageadinho Farm and Sucal Quarry outcrops in the Northern Domain, it was possible to see sponge spicules and glauconite co-present, authigenic in the central region, and detrital in the north. Such an association can be safely considered marine, and this interpretation can be extended to other locations of the Passa Dois Group. When analyzing the images presented by Zanardo et al. (2004) and Moreno et al. (2012), it can be concluded that the siliceous tubular fossils presented also represent spiculitites deposits, and the in-

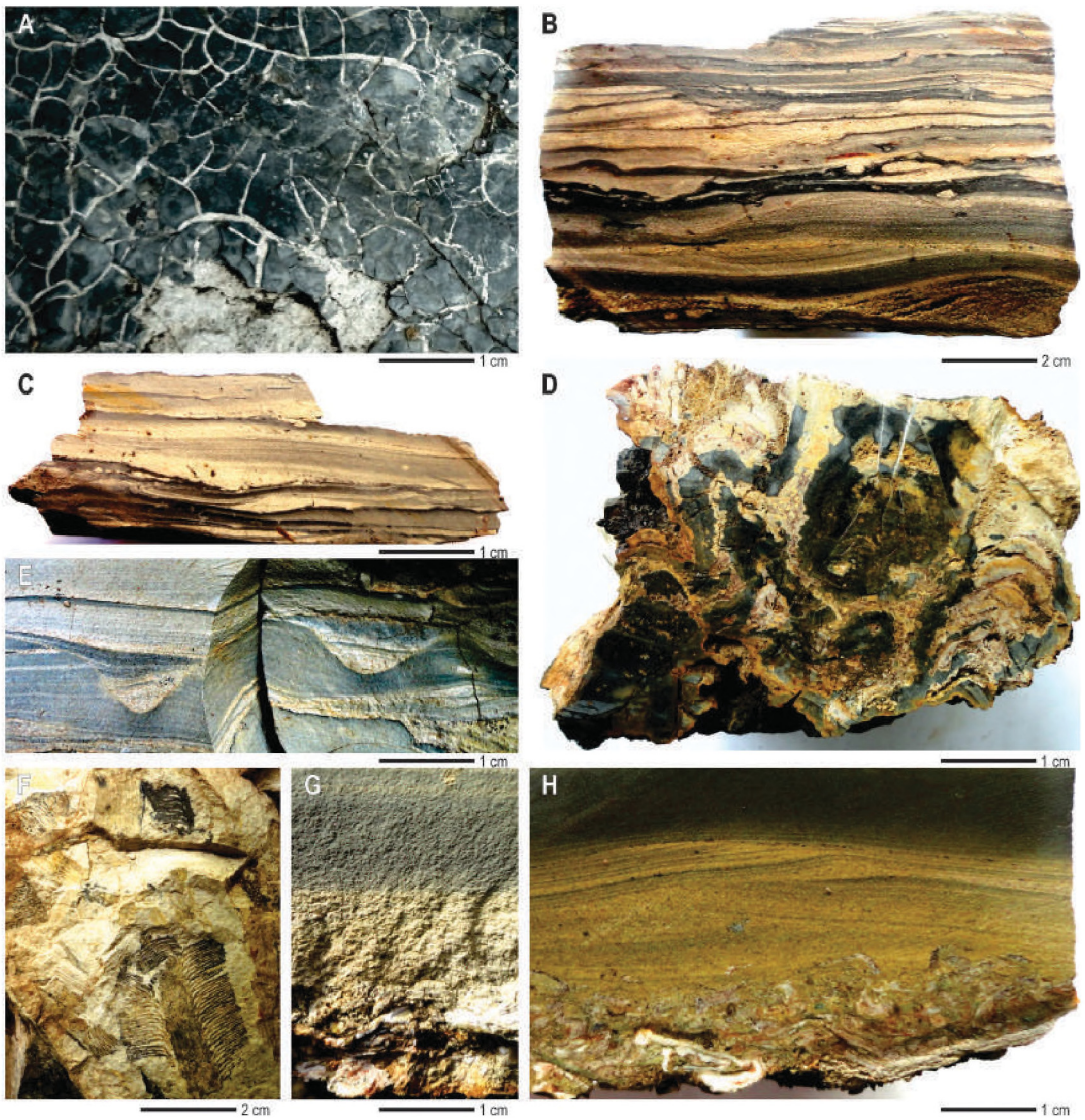


Figure 13: Structures and textures of Central Domain outcrops, Part II. Legend: A) Typical mudcracks on heterolithic rocks of the Teresina Formation, Tereza Cristina outcrops. B and C) Sand-silty heterolithic rockss with bioturbated wavy-ripple lamination, Joá outcrops, JOA 10 (B) and JOA 1 samples (C). D) Silicified columnar stromatolite, Joá outcrops, JOA 36 sample. E) Bioturbated silt-sandy heterolithic rock, Tereza Cristina outcrops. F) Sphenophytes, Joá outcrops, JOA 29 sample. G and H) Gradation between calcirudite to siltstone, in hand-sample (G) and polished section (H), Santo Antonio da Platina outcrop, SAP 7 sample.

ternal tube mentioned corresponds to the axial canal of the spicules.

The presence of cone-in-cone structures, which were initially reported by Landim (1966) only to the Teresina Formation, can be considered to have formed in an early diagenetic phase, and indicates a deep diagenetic environment. However, this type of structure is not necessarily indicative of environmental proxies, but rather that the strata that have such structures have been subjected to high lithostatic pressure. The occurrence of salt-filled fractures observed in the two boreholes indicates only percolation by saline fluids, and not necessarily related to the deposition environment. The same can be applied to those reported by Hachiro (1996), Araújo (2001), Rohn et al. (2003a), and Lages (2004).

As for geochemistry, the studies of Goulart & Jardim (1982), Araújo (2001), and Souza (2012), focused on the Irati Formation, which has a high organic matter content and economic interest in both the carbonate rocks and the generation potential of oil shales (Milani et al., 2007b). The levels of boron measured in clay minerals by Ramos & Formoso (1976) and Rodrigues & Quadros (1976) suggest relatively high salinity for post-Irati formations, with the apex in the Serrinha Member. Such conditions corroborate the regional aridization of the system and converge with paleobotanical data (Christiano-de-Souza et al., 2014).

Therefore, the joint occurrence of rare specimens of agglutinated foraminifera, authigenic glauconite, and marine demosponges spicules associated with the deposition of car-

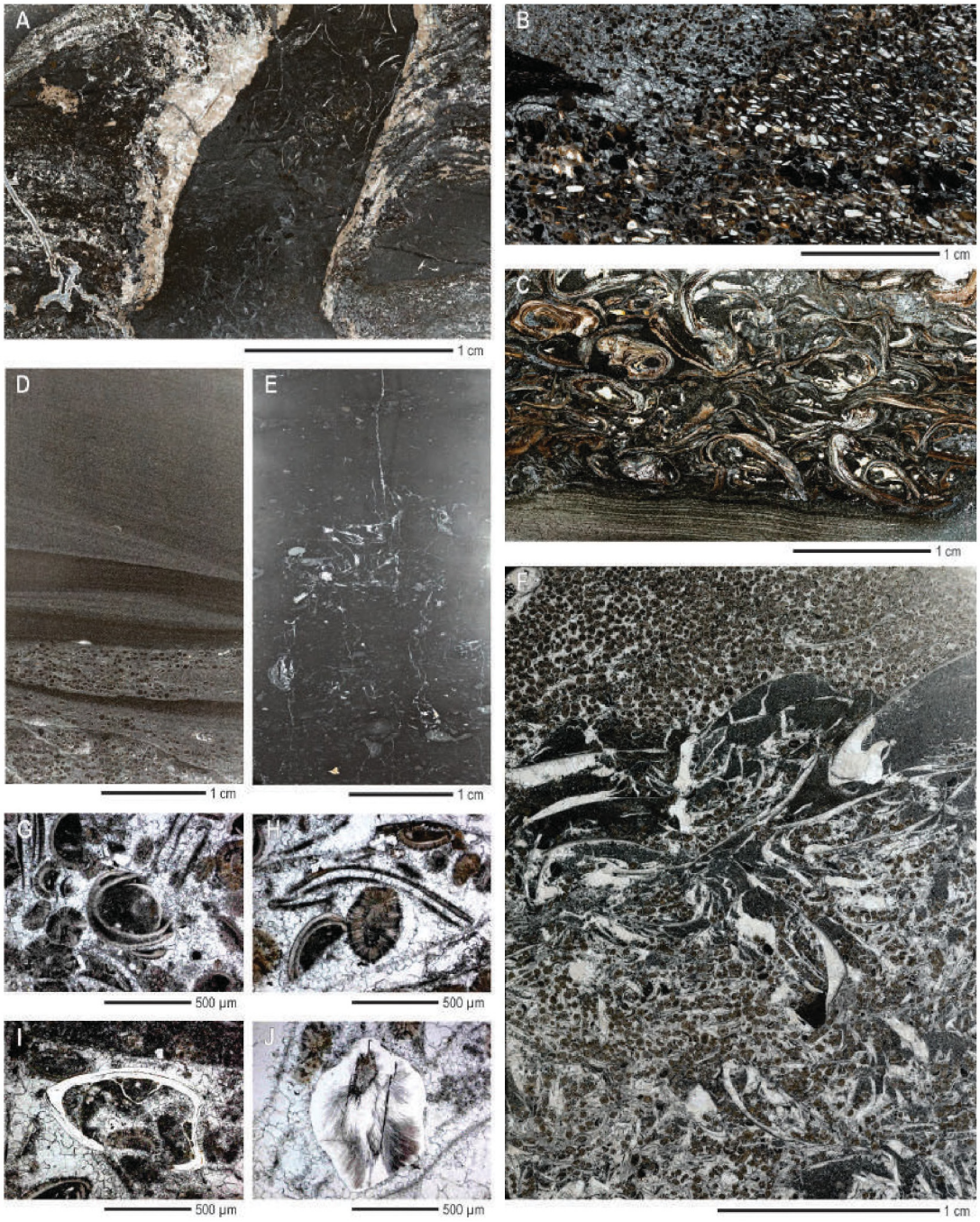


Figure 14: Microfacies of Central Domain outcrops, Part II. Legend: A) Partially silicified turbinate columnar stromatolite, and intercolumnar region filled by wackestone with ostracods, Joá outcrops, JOA 0 sample, plane-polarized light photomicrography. B) Bioclastic grainstone, Tereza Cristina outcrops, TRC 21 sample, plane-polarized light photomicrography. C) Partially silicified coquinoid rudstone, Santo Antonio da Platina outcrops, SAP 10 sample, plane-polarized light photomicrography. D) Intercalation of peloidal packstone between carbonate siltstone, Tereza Cristina outcrops, TRC 8 sample, plane-polarized light photomicrography. E) Bioclastic wackestone with peloids and root marks?, Joá outcrops, JOA 9 sample, plane-polarized light photomicrography. F) Coquinoid rudstone with oolitic grainstone fabric, Santo Antonio da Platina outcrops, SAP 11 sample, plane-polarized light photomicrography. G) Nesting of ostracods, Santo Antonio da Platina outcrops, SAP 11 sample, plane-polarized light photomicrography. H) Cortoid of bivalve, radial ooids and nesting ostracods, Santo Antonio da Platina outcrops, SAP 11 sample, plane-polarized light photomicrography. I and J) Phosphate remains in oolitic grainstone, ossicle (I) and fish scale (J), Santo Antonio da Platina outcrops, SAP 11 sample, plane-polarized light photomicrographs.

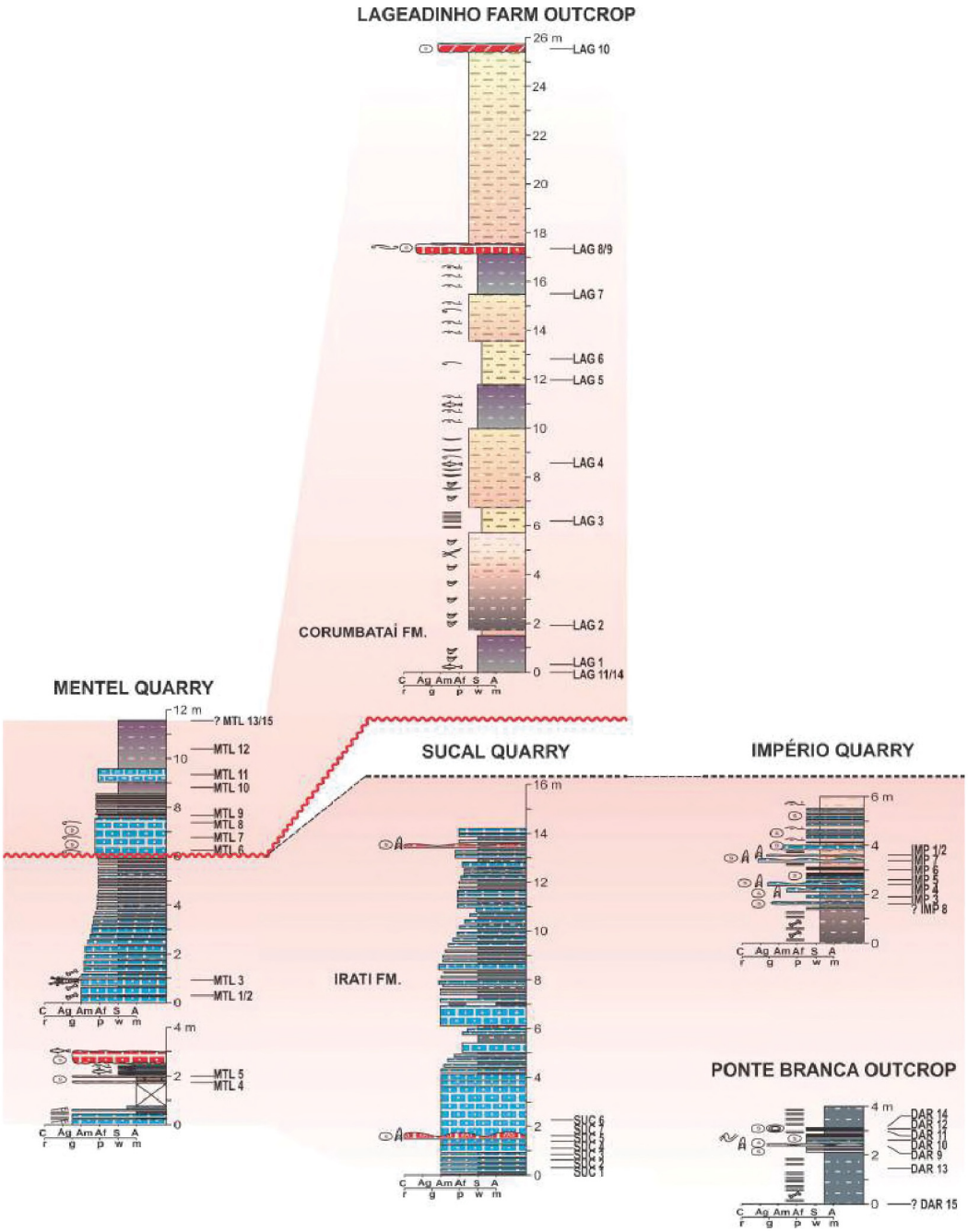


Figure 15: Stratigraphic correlation of outcrop sections of the North Domain.

bonate beds, leads to the conclusion that such associations should indicate episodic events of marine transgressions within the Passa Dois Group, as has already been suggested by Beurlen (1953) and Mendes (1984), Such events must have had their summit during the deposition of the "Teresina Sea", and the region of outcrops with so many levels of carbonates interpreted as deposits of storm flows, with often malformed ooids of fair distal conditions, may indicate that the shallow region of these ancient carbonate platforms was eroded.

Substrate exposure features such as desiccation cracks (e.g., Rohn 2007), and karst dissolution in the microbialites (Rohn & Fairchild 2015), indicate that microbial carbonates may have been deposited in arid conditions, which, in some cases, may even induce the deposition of evaporate minerals, as represented by halite pseudomorphs, in the specific case of the rhombohedrons found in the northern domain (Figure 16G and 16H).

7.2. Teresina Formation microfacies distribution model

Once established that the marine connections were sporadic, and that there are at least two genetic types of carbonates: oolitic shoals, microbialitic mounds (autochthonous); and banks of bivalve shells, coquinoid to intraclastic grain-

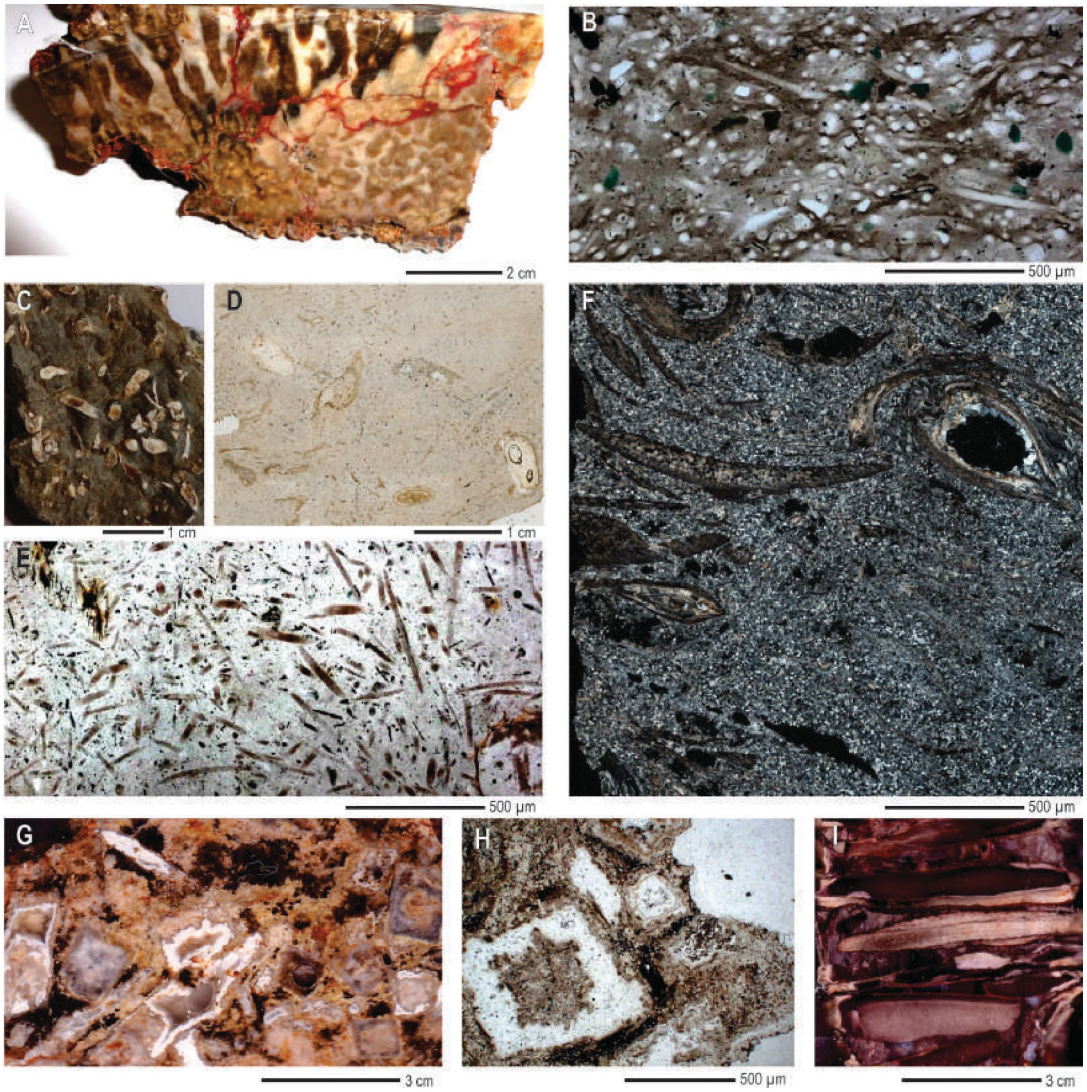


Figure 16: Characteristics of Northern Domain microfacies. Legend: A) Columnar thrombolite, polished section, Ponte Branca outcrops, DAR 9 sample. B) Sponge spicules and detrital glauconite between stromatolite columns, Sucal Quarry, SUC 7 sample, plane-polarized light photomicrography. C to E) Well-preserved sponge specimens in chert, hand sample (C), thin section (D) and detail of the region between sponge bodies, rich in isolated spicules (E), Fazenda Lageadinho outcrops, LAG 14 sample, plane-polarized light photomicrographs. F) Silicified coquinoid sandstone, with fibrous-walled and articulated bivalves, Mentel Quarry, MTL 14 sample, cross-polarized light photomicrography. G and H) Halite pseudomorphs, replaced by silica, in polished (G) and thin section (H), Fazenda Lageadinho outcrops, LAG 10 sample, plane-polarized light photomicrography. I) Carbonate breccia, polished section, Ponte Branca outcrops, sample DAR 11.

stones, floatstones, and rudstones, (allochthonous to para-autochthonous); a model of distribution of microfacies for the Teresina Formation is proposed. The lithostratigraphic boundaries of the Teresina Formation are approximately coincident with the *P. illusa - P. neotropica* bivalve biozones, and the *Lycopodiopsis derbyi* Phytozone , what is reflected in an approximate reconstruction for Guadalupian? (Wordian? – Capitanian?) of the Paraná Basin (Figure 17). During this interval, it is estimated that much of the continental platform of Western Gondwana may have been submerged, forming a large epeiric sea, under arid to progressively drier climates (Limarino et al., 2014).

The mixed carbonate-siliciclastic sedimentation must be related to two factors, one seasonal (Landim 1970) and the other eustatic, marked by the rise in sea level. Probably during the relatively hot and humid period according to paleobotanical data (Christiano-de-Souza et al., 2004), siliciclastic sedimentation prevailed, while as climatic conditions became more arid (Rohn 1994, 2007; Maranhão 1995; Meghlioratti 2006; Méndez Duque 2012), favored carbonate sedimentation. In an environment strongly dominated by storm waves reflected in the Teresina Formation (Rohn 1994; Castro et al. 2001, Neves et al. 2011; Callefo et al. 2015), bivalves, ooids, and other fragments of carbonate rocks were transported to different regions of the basin, according to, for example, the distribution model proposed by Fursich &

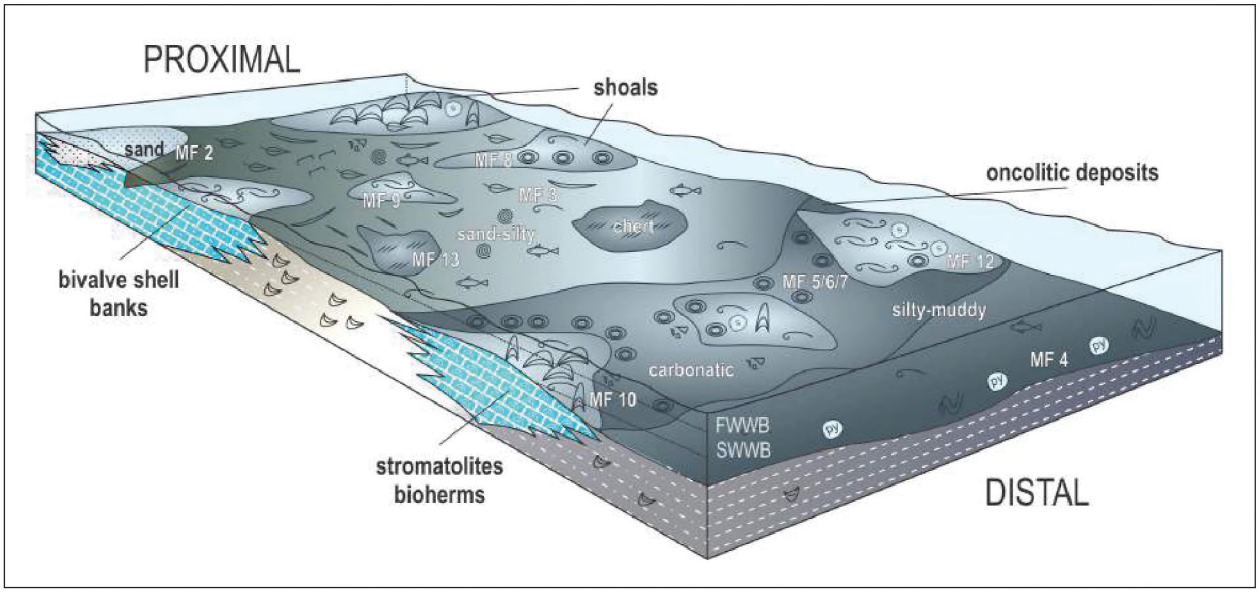


Figure 17: Hypothetical model of distribution of microfacies for the Teresina Formation. Source: Modified from Blomeier et al. (2013).

Oschmann (1993).

Meanwhile, when arid conditions became extreme, stromatolitic mounds flourished parallel to sediments rich in plant fragments. At these times of greater environmental stress, assemblages of cyanobacteria, sponges, and ostracods also proliferated. It is possible that the paleoenvironmental configuration alludes to the formation of sabkhas, as well as to the coeval age Pedra de Fogo Formation, Parnaíba Basin (Saturnino de Andrade et al. 2014), in which the restriction favors the proliferation of microbialites (Myshrall et al. 2014). Under deeper or distal bathymetric conditions, or below the storm wave-base, lutites were deposited on low oxygenation conditions (dead zone).

Levels with concentrations of sponge spicules should be related to configurations below the storm wave-base (Blomeier et al., 2013), under anoxic to suboxides conditions in order to provide the exceptional preservation of these bioclasts.

7.3. Microbial microfacies and Permian-Triassic Boundary

It is remarkable that the occurrence and dispersion of microbialites of the Teresina Formation exhibited variable shapes and sizes (Rohn 1994, Meghlioratti 2006, Callefo et al., 2015, Rohn & Fairchild 2015). As discussed earlier, the proliferation of microbialites may have occurred at times of increased aridity and restricted environmental conditions. However, the increase in the quantity and variety of stromatolites and other microbialites close to the Permian-Triassic limit could also be related to extinction events (Luo & Reitner 2015; Vennin et al. 2015; Fang et al. 2016; Adachi et al. 2017).

It is known that two of the five major extinctions are found in the Permian, one at the top of Guadalupian and another at the top of Lopingian (MacLeod 1998; Bond et al. 2010; Bond et al. 2015). According to the original biostratigraphic framework of Holz et al. (2010), adapted to this study (Figure 3), these microbialites would be related to Guadalupian, and, therefore, to the first of Permian extinctions. Fang et al. (2016) also found that microbialite proliferation coincides with volcanism during the late Paleozoic transition, and Rocha Campos et al. (2011) related the 30 Ma-term Choiyoi Volcanic Event ,to the record of volcanic ash throughout the Passa Dois Group.

On the other hand, Canile et al. (2016) presented new age data of detrital zircon for all units of the group, with the younger assemblages of detrital zircon with average ages of 252 ± 6 Ma for the Morro Pelado Member, 255 ± 2 Ma for the Serrinha Member, and 260 ± 4 Ma for the Teresina Formation. Beside these ages, a minimum age for the impact of Araguainha astrobleme, revised to 253.2 ± 3.0 Ma, was also based on detrital zircons, and also related the seismites present in the Teresina Formation as coeval to the impact (Tohver et al., 2018). All these geochronological and structural data may lead us to reflect that the proliferation of microbial microfacies could even be related to the limit or close the Permian Triassic Boundary, which deserves further investigation.

8. Conclusions

Through this study it was possible to perform a series of revisions and recalibration of the biochronostratigraphic framework for the Passa Dois Group (Figures 2 and 3). Based on a wide distribution of samples along a large part of the surface section and at the two boreholes located in the southern portion of the basin, it was determined that certain facies were present in a broad region, and consists of 13 major microfacies for the four lithostratigraphic formations of this group. Among the microfacies, the most predominant is siltstones and heterolithic sandstones, which were often bio-

turbated, and among the carbonates rocks are as much autochthonous and parautochthonous, as allochthonous ones.

The presence the marine microfossils, rare agglutinated foraminifera and sponge spicules with authigenic glauconite, indicates that part of the carbonate deposition is at least related to episodic events of marine transgressions in a large epeiric sea in arid and restricted climate conditions. In this configuration, a hypothetical distribution model of the thirteen microfacies was proposed, combining siliciclastic and carbonate microfacies for the deposition of *P. illusa - P. neotropica* bivalve biozones/*L. derbyi* phytozone. In addition, the profusion of microbialites in the Teresina Formation must be related to one of the two major Permian extinction events, and the new data on detrital zircons for the Passa Dois Group may even suggest a younger age for this interval, perhaps near the Permian-Triassic Boundary.

Acknowledgments

The authors thank Prof. Dr. Ana Claudia Dantas da Costa and Prof. Dr. Silane Aparecida Ferreira da Silva Caminha (UFMT) for the field assistance in Mato Grosso and Goiás, and the geologists Jaques Soares Schmidt (Petrobras/Cenpes), Jennyfer Pontes Carvalho Pietsch and Raíssa Cristina Oliveira Fontanelli (UFPR) for the assistance with fieldwork in the states of Paraná and Santa Catarina. We are also grateful to the Geological Survey of Brazil for the liberation and access to study the boreholes of the "Borda Leste da Bacia do Paraná" Project, especially to geologists Ana Claudia Viero and Jose Leonardo Silva Andriotti (CPRM/Geological Survey of Brazil). To Technician Claudio Henrique da Silva and Prof. Dr. Luciane Moutinho for help with lamination of the samples.

Appendix

Appendix A: Stratigraphic distribuition of recognised microfacies.

References

Aboarrage, A.M., Lopes, R.C., 1986. Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná Integração Geologia e Avaliação Econômica: Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Porto Alegre.

Adachi, N., Asada, Y., Ezaki, Y., Liu, J., 2017. Stromatolites near the Permian–Triassic boundary in Chongyang, Hubei Province, South China: a geobiological window into palaeo-oceanic fluctuations following the end-Permian extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 475, 55–69.

Almeida, C.M., 2005. Taxonomia e paleoecologia de ostracodes do Permiano da Bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil (M.Sc. dissertation). Universidade de Brasília, Brasília.

Anelli, L.E., Quaglio, F., Warren, L.V., David, J.M., Giannini, P.C.F., Simões, M.G., 2013. Dwarf bivalves from the Permian Teresina Formation, Paraná Basin, Brazil: taphonomy, taxonomy and paleoecology of a restricted hypersaline shelly association. Anais do 23° Congresso Brasileiro de Paleontologia, Gramado, Rio Grande do Sul, Brasil. p. 187.

Anjos, C.W.D., 2008. Fatores condicionantes na gênese dos argilominerais dos folhelhos negros e pelitos associados da Formação Irati no Norte da Bacia do Paraná (Ph.D. thesis). Universidade de Brasília, Brasília.

Araújo, L.M., 2001. Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências Irati (Ph.D. thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Beurlen, K., 1953. Considerações sobre alguns lamelibrânquios das Camadas Terezina no Paraná. Boletim DNPM 142, 1-41.

Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Brasília.

Blomeier, D., Dustira, A.M., Forke, H., Scheibner, C., 2013. Facies analysis and depositional environments of a storm-dominated, temperate to cold, mixed siliceous–carbonate ramp: the Permian Kapp Starostin Formation in NE Svalbard. Norwegian Journal of Geology 93, 75–93.

Bond, D.P.G., Grasby, S.E., 2017. On the causes of mass extinctions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 478, 3-29.

Bond, D.P.G., Hilton, J., Wignall, P.B., Ali, J.R., Stevens, L.G., Sun, Y., Lai, X., 2010. The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans. Earth-Science Reviews 102, 100-116.

Bond, D.P.G., Wignall, P.B., Joachimski, M.M., Sun, Y., Savov, I., Grasby, S.E., Blomeier, D.P.G., 2015. An abrupt extinction in the Middle Permian (Capitanian) of the Boreal Realm (Spitsbergen) and its link to anoxia and acidification. Bulletin of the Geological Society of America 127, 1411–1421.

Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. Palaios 2, 241-254.

Callefo, F., Ricardi-Branco, F., Galante, D., Rodrigues, F., 2015. Esteiras microbianas da Formação Teresina, em Taguaí (SP) Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná. Terræ 12, 27-35.

Campanha, V.A., 1985. Ocorrência de braquiópodes inarticulados na Formação Irati, no Estado de São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências 57, 115-116. Campanha, V.A., Zaine, M.F., 1989. Foraminíferos da Formação Irati. Resumo das Comunicações do 11° Congresso Brasileiro de Paleontologia, Curitiba, Paraná, Brasil. p. 38.

Canile, F.M., Babinski, M., Rocha-Campos, A.C., 2016. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. Gondwana Research 40, 142-169.

Castro, J.C., Rohn, R., Castro, M.R., Toledo, C.E.V., 2001. Camadas de tempestito grosso (coarse grained storm beds): exemplos do Permiano da Bacia do Paraná. Revista da Escola de Minas 54, 179-184.

Christiano-de-Souza, I.C., Ricardi-Branco, F., Silva, A.M., El Dash, L.G., Faria, R.S., 2014. New approach for the study of paleofloras using geographical information systems applied to Glossopteris Flora. Brazylian Journal of Geology 44, 681-689.

Cunha, P.R.C., 2007. Bacia do Acre. Boletim de Geociências da Petrobras 15, 207-2016.

Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B., 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras 15, 227-252.

Derby, O.A., 1878. Geologia da região diamantífera da província do Paraná. Arquivos do Museu Nacional 3, 89-96.

Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reeftract on northeastern Banks Islands, Northwet Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19, 730-781.

Fang, Q., Hong, H., Chen, Z.-Q., Yu, J., Wang, C., Yin, K., Zhao, L., Liu, Z., Cheng, F., Gong, N., Furnes, H., 2017. Microbial proliferation coinciding with volcanism during the Permian–Triassic transition: New, direct evidence from volcanic ashes, South China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 474, 164–186.

Faria, R.S., 2009. Licófitas guadalupianas da Bacia do Paraná: novos dados morfoanatômicos (M.Sc. dissertation). Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

Faria, R.S., Ricardi-Branco, R., Christiano-de-Souza, I.C., 2013. Permian Leonardosia organic oospores from Southern Brazil. Palaeontology 56, 797-805.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austin.

Fúlfaro, V.J., 1970. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia 254, 1-83.

Fúlfaro, V.J., Landim, P.M.B., 1976. Stratigraphic Sequences of the intracratonic Paraná Basin. Newsletters on Stratigraphy 4, 150-168.

Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M.V., Viana, R.B., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências 12, 233-256.

Fürsich, F., Oschmann, W., 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. Journal of the Geological Society 150, 169-185.

Gama Jr., E., Bandeira Jr., A.N., França, A.B., 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozoicas na parte central da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências 12, 578-589.

Ghilardi, R.P., Simões, M.G., 2002. Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rasto), Neopermiano, invertebrados tipicamente dulcícolas? Pesquisas em Geociências 29, 91-99.

Gordon Jr., M., 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Brasil. Notas Preliminares e Estudos DNPM-DGM 38, 1- 20.

Goulart, E.P., Jardim, N.S., 1982. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: PAULIPETRO (Ed.). Geologia da Bacia do Paraná - reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. PAULIPETRO/CESP/IPT, São Paulo, pp. 41-74.

Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Formoso, M.L.L., Basei, M.A.S., Barboza, E.G., Simas, M.W., 2008. Geochronological data from the Faxinal coal succession, southern Paraná Basin, Brazil: A preliminary approach combining radiometric U-Pb dating and palynostratigraphy. Journal of South American Earth Sciences 25, 246–256.

Hachiro J., 1996. O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná (Ph.D. thesis). Universidade de São Paulo, São Paulo.

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, 381–399.

Lages, L.C., 2004. A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR). (M.Sc. dissertation). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

Landim, P.M.B. Estrutura de "cone em cone" e nódulos calcários da Formação Estrada Nova (Permiano). Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia 15, 33-41.

Landim, P.M.B., 1970. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). Boletim do DNPM 252, 1-122.

Lavina, E.L., 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná (Ph.D. thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Laya, J.C., Tucker, M., 2015. Petroleum potential of Permian carbonates in northern South America. In: Bartolini, C., Mann, P. (Eds.), Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin, AAPG Memoir 108, pp. 471–498.

Limarino, C.O., César, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. Gondwana Research 25, 1396–1421.

Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg, R.N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. The Journal of Geology 72, 68–83.

Lucas, S.G., Shen, S.Z., 2017. The Permian timescale: an introduction. In: Lucas, S.G., Shen, S.Z. (Eds), The Permian Timescale. Geological Society, London, Special Publications 450, pp. 1-19.

Luo, C., Reitner, J., 2015. "Stromatolites" built by sponges and microbes – a new type of Phanerozoic bioconstruction. Lethaia 49, 555–570.

Macleod, N., 1988. Impacts and marine invertebrate extinctions. In: Grady, M.M., Hutchison, R., Mccall, G.J.H., Rothery, D.A. (Eds.), Meteorites: Flux with Time and Impact Effects. Geological Society, London, Special Publications 140, pp. 217-246.

Maranhão, M.S.A.S., 1995. Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico (Ph.D. thesis). Universidade de São Paulo, São Paulo.

Maranhão, M.S.A., Petri, S., 1996. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico. Revista do Instituto Geológico 17, 33-53.

Matos, S.A., Warren, L.V., Varejão, F.G., Assine, M.L., Simões, M.G., 2017. Permian endemic bivalves of the "Irati anoxic event", Paraná Basin, Brazil: taphonomical, paleogeographical and evolutionary implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 469, 18–33.

Meghlioratti, T., 2006. Estratigrafia de sequências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo (M.Sc. dissertation). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

Mendes, J.C., 1945. Considerações sobre a estratigrafia e a idade da Formação Estrada Nova. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras 50, 27-34.

Mendes, J.C., 1952. A Formação Corumbataí na região do Rio Corumbataí: estratigrafia e descrição de lamelibrânquios. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 145, 1-119.

Mendes, J.C., 1967. The Passa Dois Group (The Brazilian Portion of the Paraná Basin). In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D. (Eds.), Problems in Brazilian Gondwana Geology. Conselho Nacional de Pesquisas, Centro Investigações do Gondwana, Instituto de Geologia (UFP), Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba, pp.199-166.

Mendes, J.C., 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. Revista do Instituto Geológico 5, 15-24.

Méndez Duque, J., 2012. Fácies carbonáticas da Formação Teresina na Borda Centro-Leste da Bacia do Paraná (M.Sc. dissertation). Universidade de São Paulo, São Paulo.

Mezzalira, S., 1980. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. Revista do Instituto Geológico, 1, 15-34.

Milani, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Ocidental (Ph.D. thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Milani, E.J., De Wit, M.J., 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications 294, pp. 319-342.

Milani, E.J., França, A.B., Medeiros, R.A., 2007b. Roteiros geológicos: Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras 15, 135-162.

Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L., 1994. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras 8, 69-82.

Milani, E.J., Melo, J.H.G.D., Souza, P.A.D., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007a. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras 15, 265-287.

Moreno, M.M.T., Zanardo, A., Rocha, R.R., Del Roveri, C., 2012. Matéria-prima da Formação Corumbataí na região do pólo cerâmico de Santa Gertrudes, SP, com características naturais para fabricação de argila expandida. Cerâmica 58, 342-348.

Mori, A.L.O., Souza, P.A., Marques, J.C., Lopes, R.C. 2012. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. Gondwana Research 21, 654–669.

Myshrall, K.L., Dupraz, C., Visscher, P.T., 2014. Patterns in Microbialites Throughout Geologic Time: Is the Present Really the Key to the Past? BT - Experimental Approaches to Understanding Fossil Organisms: Lessons from the Living. In: Hembree, D.I., Platt, B.F., Smith J.J. (Eds.). Springer Netherlands, Dordrecht, pp.111–142.

Neves, J.P., Rohn, R., Simões, M., 2011. Tafonomia de tempestitos conchíferos amalgamados da formação Teresina em Rio Preto (Estado do Paraná, Permiano médio, bacia do Paraná) e suas implicações paleoambientais. Geologia USP - Série Científica 11, 131-147.

Neves, J.P., Anelli, L.E., Simões, M.G., 2014. Early Permian postglacial bivalve faunas of the Itararé Group, Paraná Basin, Brazil: Paleoecology and biocorrelations with South American intraplate basins. Journal of South American Earth Sciences 52, 203–233.

Nomura, S. F., Sawakuchi, A. O., Bello, R. M. S., Mendez-Duque, J., Fuzikawa, K., Giannini, P.C.F., Dantas, M.S.S., 2014. Paleotemperatures and paleofluids recorded in fluid inclusions from calcite veins from the northern flank of the Ponta Grossa dyke swarm: Implications for hydrocarbon generation and migration in the Paraná Basin. Marine and Petroleum Geology 52, 107–124.

Oliveira-Babinski, M.E.C., Rösler, O., 1984. Licófitas de Fluviópolis (Permiano Superior) no sul do Estado do Paraná. Boletim do Instituto Geológico-USP 15, 84-89.

PAULIPETRO, 1981. Resultado Final das Análises do Poço Piratininga nº 1 (1-PA-01-SP): Relatório Técnico RT 028/81.

Ragonha, E.W., Soares, P.C., 1974. Ocorrência de caróftas fósseis na Formação Estrada Nova em Anhembi-SP. Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil, pp. 271-275.

Ramos, A.N., Formoso, M.L.L., 1976. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. Revista Brasileira de Geociências 6, 15-42.

Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P. Kleiman, L.E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F.M. da Rosa, O.C.R., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. Gondwana Research 19, 509–523.

Rodrigues, R., Quadros, L.P., 1976. Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil, pp. 351-379.

Rohn, R., 1988. Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na Borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná) (M.Sc. dissertation). Universidade de São Paulo, São Paulo.

Rohn, R., 1994. Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná (Ph.D. thesis). Universidade de São Paulo, São Paulo.

Rohn, R. 2001. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). Ciência-Técnica- Petróleo 20, 209-218.

Rohn, R., 2007. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. Problems in Western Gondwana Geology I, Extended Abstracts, Gramado, Rio Grande do Sul, Brasil, pp. 151-157.

Rohn, R., Fairchild, T.R., 2015. Microbilitos do Grupo Passa Dois, Permiano Inferior-Médio, Bacia do Paraná, estados de São Paulo e Paraná. In: Fairchild, T.R., Rohn, R., Dias Brito, D. (Eds.), Microbialitos do Brasil: do Pré-Cambriano ao Recente. Unespetro, Obra 2, Rio Claro, pp. 271-317.

Rohn, R., Lages, L.C., Penatti, J.R.P. , 2003a. Litofácies da Formação Irati no furo de sondagem FP-01-PR (Permiano, Borda Leste da Bacia do Paraná). 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, CD-ROM, pp. 1-6.

Rohn, R., Lourenço, A.T.A., Meglhioratti, T., 2003b. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP-23-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, CD-ROM, pp. 1-6.

Sallun Filho, W., Ghilardi, R.P., Silva e Silva, L.H., Hachiro, J., 2012. Permian stromatolites associated with bivalve coquina beds - Angatuba, SP, Brazil (Teresina Formation, Paraná Basin). Palaeontologia Electronica 15, 1-16.

Sanford, R.M., Lange, F.W., 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline of south Brazil. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 44, 1316-1370.

Santos, R.V., Souza, P.A., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Oliveira, C.G., Araujo, L.M., 2006. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from de Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. Gondwana Research 9, 456-463.

Saturnino de Andrade, L., Nogueira, A.C.R., Silva Jr., J.B.C., 2014. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. Geologia USP – Série Científica 14, 39-60.

Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tomassi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. Anais do 28° Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil, pp. 41-65.

Sepkoski Jr., J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global databases. In: Walliser, O.H. (Ed.), Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer-Verlag, Berlin, pp. 35–51.

Simões, M.G., David, J.M., Anelli, L.E., Klein, C., Matos, S.A., Guerrini, V.B., Warren, L.V., 2017. The Permian Tiaraju bivalve assemblage, Passa Dois Group, southern Brazil: biostratigraphic and paleobiogeographic significance. Brazilian Journal of Geology 47, 209-224.

Soares, P.C., 1992. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles (Ph.D. thesis). Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

Sohn, I.G., Rocha Campos, A.C., 1990. Late Paleozoic (Gondwana) ostracodes in the Corumbataí Formation, Paraná Basin, Brazil. Journal of Paleontology 64, 116-128.

Souza, M.C., 2012. Litofácies, geoquímica inorgânica e quimioestratigrafia das rochas carbonáticas do Membro Assistência da Formação Irati – Permiano da Bacia do Paraná (M.Sc. dissertation). Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

Speranza, A., Calzoni, G.L., 2005. Atlas de la structure des plantes. Belin, Paris.

Stanley, S.M., 2016. Estimates of the magnitudes of major marine mass extinctions in earth history. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 113, E6325–E6334.

Taboada, A.C., Neves, J.P., Weinschütz, L.C., Pagani, M.A., Simões, M.G., 2016. Eurydesma–Lyonia fauna (Early Permian) from the Itararé group, Paraná Basin (Brazil): a paleobiogeographic W–E trans-Gondwanan marine connection. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 449, 431–454.

Tavares. M.V., Rohn, R., Merlotti, S., 2011. Caules permineralizados de Tietea e Psaronius na Bacia do Paraná (Formação Corumbataí, Permiano). Pesquisas em Geociências 38, 114-131.

Terra, G.J.S., Spadini, A.R., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., Silva, N.G.C., Moretti Jr., P.A., D'Avilla, R.S.F., Souza, R.S., Tonietto, S.N., Anjos, S.M.C., Campinho, V.S., Winter, W.R., Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. 2010. Boletim de Geociências da Petrobras 18, 9-30.

Tohver, E., Lana, C., Cawood, P.A., Fletcher, I.R., Jourdan, F., Sherlock, S., Rasmussen, B., Trindade, R.I.F., Yokoyama, E., Souza Filho, C.R., Marangoni, Y., 2012. Geochronological constraints on the age of a Permo – Triassic impact event: U–Pb and 40Ar/39Ar results for the 40km Araguainha structure of central Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta 86, 214–227.

Tohver, E., Schmieder, M., Lana, C., Mendes, P.S.T., Jourdan, F., Warren, L., Riccomini, C., 2018. End-Permian impactogenic earthquake and tsunami deposits in the intracratonic Paraná Basin of Brazil. GSA Bulletin 130, 1099–1120.

Tomassi, H.Z., 2009. Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil (M.Sc. dissertation). Universidade de Brasília, Brasília.

Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras 15, 253-264.

Vennin, E., Olivier, N., Brayard, A., Bour, I., Thomazo, C., Escarguel, G., Fara, E., Bylund, K.G., Jenks, J.F., Stephen, D.A., Hofmann, R., 2015. Microbial deposits in the aftermath of the end-Permian mass extinction: A diverging case from the Mineral Mountains (Utah, USA). Sedimentology 62, 753-792.

White, I.C., 1908. Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil. Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro.

Zálan, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. Anais do 3º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, Paraná, Brasil, pp. 441-477.

Zanardo, A., Moreno, M.M.T., Del Roveri, C., Masson, M.R., Bernardes, E.S., 2004. Petrografia da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro-SP. Anais do 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Minas Gerais, Brasil, p. 344.