



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO
PRETO



ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL

E RECURSOS NATURAIS

Tectônica, Petrogênese e Recursos Naturais

DISSEERTAÇÃO DE MESTRADO

O PERMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS.

Rafael Oliveira Silva

Orientadora: Mariangela Garcia Praça Leite

Coorientador: Wagner Souza Lima

Ouro Preto - Março /2020

O PERMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Sérgio Francisco de Aquino

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Issamu Endo

Vice-Diretor

Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Edison Tazava



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 79

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 409

O PERMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Rafael Oliveira Silva

Orientadora

Mariangela Garcia Praça Leite

Co-orientador

Wagner Souza-Lima

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito à obtenção do Título de Mestre em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais.

OURO PRETO

2020

S586o Silva, Rafael Oliveira.
O permiano da bacia de Sergipe-Alagoas. [manuscrito] / Rafael Oliveira
Silva. - 2020.
141 f.: il.: color., tab., mapa. (Série: M)

Orientadora: Profa. Dra. Mariangela Garcia Praça Leite.
Coorientador: Dr. Wagner Souza-Lima.
Dissertação (Mestrado Acadêmico). Universidade Federal de Ouro
Preto. Departamento de Geologia. Programa de Evolução Crustal e
Recursos Naturais.
Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais -
Tprm.

1. Geologia estratigráfica - Permiano. 2. Geoquímica. 3. Fácies
(Geologia). I. Leite, Mariangela Garcia Praça. II. Souza-Lima, Wagner. III.
Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 551.736

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a minha família que possibilitou e me apoiou para que eu saciasse minha curiosidade, sempre fomentando a minha busca por novos conhecimentos, acadêmico e pessoal. Agradeço novamente a meus pais, por além de viabilizar e apoiar minha procura pela compreensão do mundo natural, me acompanharam em trabalhos de campo. Também sou grato às minhas outras companhias dos trabalhos de campo, os amigos de Aracaju, Ricardo Cuzca e Raphael Lairton. Aos amigos Natan pelas ajudas com os mapas e Marcela pelas conversas sobre o tema. Agradeço também a Gabi, por estar ao meu lado em vários momentos difíceis dessa jornada e também pelo auxílio nos trabalhos de campo. Às minhas irmãs que mesmo de longe torcem pelo meu sucesso.

Agradeço a instituições que possibilitaram que esse trabalho acontecesse. A fundação paleontológica Phoenix por todo apoio, a UFOP e ao programa de pós graduação que me aceitaram como aluno e ao CNPQ que financiou a bolsa. Agradeço também aos técnicos do DEGEO que me auxiliaram na obtenção dos dados para esse trabalho. Técnicos da laminação, do DRX e em especial do laboratório de geoquímica (LGQA), os quais tive mais contato como Celso e Adriana e ao Léo pelas discussões geoquímicas sobre o trabalho. Agradeço também a Carlos Fernando, proprietário da fazenda Curral de Cima pela permissão, sempre com muita gentileza, para realização dos trabalhos de campo em suas terras.

Gostaria de agradecer também aos amigos de Ouro Preto. Às repúblicas Área 51, Artigo quinto e outras pelas amizades, receptividade e ambientação. A SEE que me acolheu e mostrou uma parte significativa do mundo natural, além das boas amizades. Às companhias de sala: Bruno, Raiza, Ariela, Carol, Stefany, Daniel e Teodoro e companheiros de pós e DEGEO: Gabriel, Anderson, Túlio e Gustavo. Aos professores que acompanhei em trabalhos de campo, como Isaac, o qual me passou grandes ensinamentos geológicos. E por fim aos meus orientadores. Wagner por me guiar pelo mundo geológico além de me acompanhar e tornar possível esse trabalho e a Mariangela pela oportunidade de fazer o mestrado e pelo enorme conhecimento passado.

Sumário

Agradecimentos	vii
Sumário	ix
Lista de Ilustrações	xi
Lista de Tabelas.....	xvii
Resumo.....	xix
Abstract.....	xxi
CAPÍTULO 1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	1
1.1-INTRODUÇÃO	1
1.2-LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3-OBJETIVOS.....	5
CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	7
2.1-BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS	7
2.2-PERMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS – FORMAÇÃO ARACARÉ.....	14
CAPÍTULO 3. O PERÍODO PERMIANO.....	19
3.1-HISTÓRIA E CRONOLOGIA.....	19
3.2-PALEOGEOGRAFIA	19
3.3-PALEOCLIMATOLOGIA.....	22
3.4-PERMIANO NA AMÉRICA DO SUL E NO BRASIL.....	28
3.5- <i>CHERTS</i> DO PERMIANO	32
CAPÍTULO 4. METODOLOGIA	39
4.1-PERFIS ESTRATIGRÁFICOS	39
4.2-LEVANTAMENTO FACIOLÓGICO E AMOSTRAGEM	41
4.3-PETROLOGIA	42
4.4-GEOQUÍMICA	42
4.5-CONFEÇÃO DOS PERFIS ESTRATIGRÁFICOS E MAPAS DE FÁCIES.....	45
4.6-ANÁLISE DOS DADOS	45

CAPÍTULO 5. O PERMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS.....	47
5.1-ANÁLISE FACIOLÓGICA E ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	47
5.2- PALEOAMBIENTES, PALEOGEOGRAFIA E PALEOCLIMA.....	90
CAPÍTULO 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	99
Referências.....	101
Apêncices.....	115

Lista de Ilustrações

Figura 1.1. Mapa de localização dos afloramentos da BR-101(Bat) no norte do Estado de Sergipe, em um trecho da BR - 101 entre as entradas das cidades de Malhada dos Bois e Cedro de São João. Os afloramentos se encontram à esquerda, partindo de Aracaju.	3
Figura 1.2 Mapa de localização dos afloramentos ao redor do Domo de Igreja nova em Alagoas partindo da cidade de Penedo. ONÇ = Cova da Onça; CUR = Curral de Cima; PES = Pescocinho; CbP = Cabo do Pasto; CH = Chã do Remígio.	5
Figura 2.1. Localização da bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima <i>et al.</i> , 2002).	7
Figura 2.2. Carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe. Destacado em vermelho a Formação Aracaré (Campos-Neto <i>et al.</i> , 2007).	8
Figura 2.3. Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas. Destacado em vermelho a Formação Aracaré (Campos-Neto <i>et al.</i> , 2007).	9
Figura 2.4. Figura esquemática do Domo de Igreja Nova e as prováveis coberturas sedimentares que o cobriram no passado (Souza-Lima, 2006d).	14
Figura 2.5. Morro do Aracaré, seção tipo do Permiano da bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima, 2007e).	15
Figura 2.6. Plataforma carbonática Aracaré (Souza-Lima, 2007e).	16
Figura 2.7. Mapa paleográfico do Permiano, mostrando os possíveis influxos marinhos que ocupariam a região da bacia de Sergipe-Alagoas durante esse período (Souza-Lima, 2006c).	17
Figura 3.1. Escala do tempo geológico para o Permiano (Ogg <i>et al.</i> , 2016).	20
Figura 3.2. Reconstrução das placas tectônicas durante o Eopermiano - Cisuraliano (Scotese & Langford, 1995). Em vermelho, a localização da bacia de Sergipe-Alagoas à época.	21
Figura 3.3. Mapa paleogeográfico do hemisfério sul do Pangea durante o Eopermiano (Cisuraliano). Áreas em branco representam oceanos ou calotas de gelo. Cores cinza claro representam terras emersas e cores cinza escuro representam áreas topograficamente mais altas. Mares interiores são representados em branco pontilhado, como no caso das bacias do Amazonas e Solimões (Scotese & Langford, 1995). Em vermelho, a localização da bacia de Sergipe-Alagoas à época.	21
Figura 3.4. Intervalos icehouse e greenhouse do Permiano, segundo Fielding <i>et al.</i> (2008).	23
Figura 3.5. Taxa de variação dos isótopos de oxigênio durante o Permiano, baseado em análises de conodontes da China, EUA e Irã (Chen <i>et al.</i> , 2013).	23
Figura 3.6. Variação isotópica de carbono desde o Carbonífero até o Mesojurássico em carbonatos	

micríticos. Ocorre uma leve subida nos valores durante o Eopermiano e duas quedas seguidas, uma no final do Guadalupiano e outra no final do Permiano (Scholle, 1995).	24
Figura 3.7. Mapa paleogeográfico do Sakmariano e Wordiano, mostrando as distribuição da flora e dos indicadores climáticos litológicos (Rees <i>et al.</i> , 2002).	26
Figura 3.8. Modelagem paleobotânica para o Sakmariano e o Wordiano mostrando um clima desértico predominando nas atuais regiões da América do Sul e Noroeste da África. Notar a presença de um braço de mar no que seria a atual bacia de Sergipe-Alagoas durante o Sakmariano, mas que não existiria mais no Wordiano (Rees <i>et al.</i> , 2002).	26
Figura 3.9. Tabela com os registros geológicos do Paleozoico no Brasil. Destacado em verde as sequências permianas no Brasil (Souza-Lima <i>et al.</i> , 2014)).	29
Figura 3.10. Localização de outras bacias permianas próximas a bacia de Sergipe-Alagoas. Cor vermelho arrozeado representa prováveis depocentros permianos (Souza-Lima, 2006b).	31
Figura 3.11. Diagrama de pH mostrando a solubilidade da sílica e de carbonatos (Cui <i>et al.</i> , 2017)..	34
Figura 3.12. Zona de mistura de águas meteóricas e águas marinhas, aonde ocorreriam os processos de silicificação eodiagenética em carbonatos (Knauth, 1979).	35
Figura 3.13. Gráfico de solubilidade de calcita e de sílica. Para valores entre zero e um, os fluidos estão supersaturados e ocorre precipitação. Entre zero e menos um, os fluidos estão insaturados e ocorre dissolução. A silicificação de carbonatos ocorre na zona hachurada, aonde o quartzo e a opala substituem a calcita (Knauth, 1979).	36
Figura 3.14. Distribuição e modelo deposicional da glass ramp do Permiano (Ritterbush, 2019).....	38
Figura 4.1. Mapa dos afloramentos mapeados (Datum <i>Sirgas</i> 2000) e dos três perfis e poço (Scharller, 1969) usado na correlação da figura 6.1.	40
Figura 4.2. Fluxograma da digestão ácida das amostras utilizando frascos savillex para análises no ICP-MS e ICP-OES (Nogueira, 2018).	44
Figura 5.1. Perfil vertical da seção de Chã do Remígio.	55
Figura 5.2. Perfis verticais das seções da BR-101, Cabo do Pasto e Morro do Aracaré.	56
Figura 5.3. Perfil vertical da seção de Curral de Cima.....	57
Figura 5.4. Troncos silicificados da Formação Aracaré. A: Troncos rolados ao longo do perfil de Curral de Cima. B: Tronco de <i>Psaronius</i> em afloramento extinto por obras da rodovia (Iannuzi <i>et al.</i> , 2002).	59

- Figura 5.5.** Estereograma com a representação dos paleoventos da Formação Aracaré. Direção predominante N-NE (n=99).60
- Figura 5.6.** Fotos de afloramento da associação de fácies continental Eólico-fluvial (AF1). A e B: Arenitos com estratificações cruzadas tangenciais de grande porte (At; visão em perfil e planta respectivamente). C: Paleosolo silcrete (Os) D: Marcas onduladas assimétricas (Ao). E: Arenito com estratificação cruzada planar (Ap). F: Contanto erosivo entre os arenitos da fácies Ap e os tapetes microbiais (Tm). G: Possíveis fluidizações visto em visão de planta (Af). H: Estrutura maciça de arenito (Am).62
- Figura 5.7.** Microfotografias da associação de fácies Eólico-continental. A: Quartzarenito bem selecionado (2,5x; nicóis cruzados; CHR-6-5). B: Paleosolo silcrete com estruturas de ressecamento (2,5x; nicóis cruzados; CHR-7-2). C e D: Minerais acessórios (20x; nicóis cruzados; CBP-1). E: Porosidade agigantada (2,5x; nicóis descruzados; CBP-4). F: Sobrecrescimentos de quartzo (10x; nicóis cruzados; CHR-6-3). G e H: Litoclasto e feldspato dissolvidos respectivamente (20x; nicóis descruzados; CBP-4)63
- Figura 5.8.** Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies eólico-continental (AF1; Taylor & Mclennan, 1985).64
- Figura 5.9.** Gráficos binários com os dados de elementos maiores presentes nos arenitos da Formação Aracaré. A), B) e C) Gráficos de maturidade; D) Gráfico binário com os dados da Formação Aracaré e os diferentes ambientes tectônicos (modificado de Bhatia (1983))66
- Figura 5.10.** Associação de fácies de planície de maré (AF2). A: biostroma de tapetes microbiais silicificados (Tm). B: detalhe de estrutura *teepee* nos tapetes microbiais (Tm). C: *packstone* intraclástico (Pi). D: *wackstone* maciço pulverulento (Wm). E: intercalação entre tapete microbiano, margam laminada e *packstone* intraclástico laminado F: detalhe de amostra da fácies heterólítica *linsen*, destacando o poder de preservação de estruturas aparentemente delicadas. G: Estromatólito silicificado com domos suavizando para o topo. H: Estromatólito ondulado de composição carbonática preservada.69
- Figura 5.11.** Microfotografias da associação de fácies de planície de maré. A: lâmina de tapete microbiano (Tm) com esteiras substituídas por calcedônia (2,5x; nicóis descruzados; CUR-22). B: Bioclastos da fácies Gi contendo ostracodes e possíveis espículas dissolvidas. C: cristais de dolomita silicificados (10x; nicóis cruzados; CUR-02). D: Intraclastos e extraclastos na fácies Pi (2,5x; nicóis cruzados; CHR-4-3). E: grãos de mica orientados em fácies Wm (10x; nicóis cruzados; CHR-3-7). F: margam silicificada (2,5x; nicóis descruzados; CHR-4-5). G: estromatólito ondulado, tingido com alizarina, apresentando extensa dolomitização pervasiva e calcita preenchendo fraturas (2,5x; nicóis descruzados; CUR-60). H: lâminas estromatolíticas silicificadas (2,5x; nicóis descruzados; PES-1).70
- Figura 5.12.** Resultado das análises de DRX nas fácies Sr e Hl. A: difratograma da fácies Sr com

destaque para seu conteúdo de hematita. B fácies Hl contendo principalmente quartzo e montmorillonita.	71
Figura 5.13. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies de planície de maré (AF2; Taylor & Mclennan, 1985).	71
Figura 5.14. Gráficos propostos por Murray (1994) para interpretação da origem dos <i>cherts</i> , com os dados geoquímicos da Formação Aracaré plotados.....	73
Figura 5.15. Associação de fácies lagunar (AF3). A: interdigitação dos <i>mudstones</i> e pelitos verdes e escuros (BAT-3). B: detalhe dos <i>mudstones</i> laminados (Mul; BAT-3). C: corte de estrada BR-101 evidenciando a intercalação entre <i>Mudstone</i> laminado (Mul; BAT-3) e pelitos siliciclásticos (Sb). D: folhelho escuro (CHR-7). E: marga maciça com variação granulométrica entre silte e lama (BAT-11-2).	74
Figura 5.16. Microfotografias da associação de fácies lagunar. A: Mudstones (Mul) dolomitizados, tingidos por alizarina, com alguns resquícios de matriz micrítica e alguns extraclastos (10x; nicóis cruzados; BAT-3-1). B: Marga maciça (Mm) exibindo matriz argilosa a dolomitizada, extraclastos de quartzo e bioclasto de possível braquiópode (20x; nicóis cruzados; BAT-11-2).....	75
Figura 5.17. Difratoogramas das fácies finas da associação de fácies lagunar (AF3). A: fácies Mm apresentando difratogramas de quartzo, caulinita, moscovita e dolomita. B: fácies silito verde (Sv) apresentando minerais de quartzo, caulinita, moscovita e ortoclásio. C: mineralogia da fácies Sb representada por quartzo, montmorillonita, moscovita e ortoclásio. D: difratograma da fácies Fe contendo quartzo, caulinita, moscovita e goethita.....	75
Figura 5.18. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies lagunar (AF3; Taylor & Mclennan, 1985).....	76
Figura 5.19. Associação de fácies de shoreface (AF4; CHR-5). A e B: Estratificação cruzada de baixo ângulo em arenitos da fácies Ac. C: foto de detalhe da fácies Coq. D: visão geral da sequência das fácies Gob, Ac e Coq.	79
Figura 5.20. Microfotografias da associação de fácies Shoreface/Foreshore. A: quartzoarenito fino com matriz argilosa da fácies Ac (20x, nicóis cruzados; CHR-5-2). B a G (CHR-5-6; Gob). B: bioclastos de possíveis braquiópodes, oolitos e extraclastos de quartzo (2,5x, nicóis descruzados). C: bioclastos dissolvidos de possíveis espículas de esponjas e extraclastos de quartzo (2,5x; nicóis descruzados). D: espícula de esponja monoaxônica (20x; nicóis cruzados). E: bioclasto cirrípedes (10x; nicóis descruzados). F: cimento de calcedônia, extraclastos de quartzo e ooides (2,5x; nicóis cruzados). G: extraclastos de quartzo dissolvido (20x; nicóis cruzados). H: fácies coquina (Coq) silicificadas com	

conchas substituídas por calcedônia e porosidade móldica (2,5x; nicóis cruzados; CHR-5-9).	80
Figura 5.21. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de <i>shoreface/foreshore</i> (AF4; Taylor & Mclennan, 1985).	81
Figura 5.22. Associação de fácies barreira carbonática. A: afloramento isolado de grainstones ooidais (Goo). B: Detalhe da textura oolítica da fácies Goo. C: trombolitos silicificados com coágulos brancos (CUR-53). D. E: estromatólito arborescente com topo ondulado (CUR-55).	83
Figura 5.23. Microfotografias da associação de fácies barreira carbonática A: oolitos (Goo) substituídos e cimentados por sílica microcristalina (2,5x; nicóis cruzados; BAT-3-15) B: lâmina contendo oolitos (Goo) dissolvidos e cimentados por sílica (2,5x; nicóis descruzados; CUR-20). C: lâmina de trombolito (Tr) dolomítico apresentando estrutura rugosa (20x; nicóis cruzados; CUR-38). D: trombolito (Tr) silicificado apresentando ferruginização e dissolução (2,5x; nicóis descruzados; CUR-53). E a H fácies Est (CUR-55) E: lâmina de estromatólito (Est) arborescente, evidenciando seu conteúdo calcítico através da alizarina, contendo bioclasto de possível espícula calcítica, matriz dolomitizada e extraclastos de quartzo (10x; nicóis cruzados). F: porosidade móldica de possível braquiópodes (10x; nicóis descruzados). G: porosidade móldica de equinodermo 10x; nicóis descruzados. H: dolomita mesodiagenética na fácies Est (10x; nicóis descruzados)	84
Figura 5.24. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies barreira carbonática (AF5; Taylor & Mclennan, 1985).	85
Figura 5.25. Associação de fácies tidal inlet (AF6). A: afloramento de brecha mista mal selecionada (Br). B: afloramento de <i>grainstone</i> intraclástico mostrando intraclastos dispersos (Gi).	87
Figura 5.26. Microfotografias da associação de fácies tidal inlet (AF6). A e B: brecha mista (Br; 2,5x; nicóis cruzados; CUR-42) A: lâmina da fácies de brecha mista (Br) contendo clastos de <i>grainstones</i> ooidais silicificados (Goo) parcialmente dissolvidos. B: lâmina da fácies de brecha mista contendo clastos de trombolitos e extraclastos de quartzo. C a F (Cur-12) C: lâmina da fácies de <i>grainstone</i> intraclástico (Gi) evidenciando a forte substituição por sílica e a formação de quartzo autigênicos. D: serpulídeo em fácies Gi. E: gastrópode em fácies Gi. F: possível cimentação de calcita prismática substituída por sílica na fácies Gi.	88
Figura 5.27. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de <i>tidal inlets</i> (AF6; Taylor & Mclennan, 1985).	89
Figura 5.28. Modelo deposicional para a Formação Aracaré durante o Eopermiano. Foram plotadas na figura as principais fácies de cada subambiente. At: Arenito com estratificação tangencial. Tm: Tapete microbial. Mul: Mudstone laminado. Ac: Arenito com cruzada ded baixo ângulo. Br: Brecha mista. Goo: <i>Grainstone</i> ooidal. Tr: Trombolito.	91
Figura 5.29. Correlação das seções estratigráficas com Datum no contato da Formação Aracaré com a	

Formação Batinga. Foi utilizado um perfil de poço para auxiliar na correlação (Schaller, 1970). Ver figura 4.1 para localização dos perfis e poço..... 92

Figura 5.30. Mapa paleogeográfico do Gondwana durante o Permiano com destaque para posição da atual bacia de Sergipe-Alagoas (Scotese, 2013).....95

Figura 5.31. Mapa paleogeográfico da Formação Aracaré com extrapolação dos ambientes sedimentares além das áreas aflorantes ou não mapeadas da atual bacia de Sergipe-Alagoas. (Scotese, 2013). Paleocorrentes eólicas apontam para N-Ne (n=99) e fluviais para Nw (n=24). Associação de fácies *Shoreface/Foreshore* não está exibida no mapa em função da sua baixa representatividade nos perfis (Figura 5.1).....96

Figura 5.32. Diagrama SiO₂ wt% versus (Al₂O₃ +K₂O+Na₂O) wt% indicador das condições paleoclimáticas durante a sedimentação da Formação Aracaré (Suttner & Dutta, 1986). Os arenitos de AF1 caíram essencialmente no campo úmido, enquanto que o pelitos de AF2 e AF3 foram plotados no campo de clima semiárido. Os arenitos de AF4 se localizam na transição de clima úmido e semiárido. 97

Lista de Tabelas

Tabela 5.1: Fácies sedimentares da Formação Aracaré.....	48
Tabela 5.2: Descrição e principais componentes das associações de fácies da Formação Aracaré.....	58
Tabela 5.3: Resultados das análises isotópicas de Carbono e Oxigênio.....	77

Resumo

A Formação Aracaré representa o Eopermiano da fase de sinéclise paleozoica da bacia de Sergipe-Alagoas. Suas rochas afloram principalmente na região central da bacia. Diversas campanhas de campo resultaram no levantamento de cinco perfis estratigráficos, nos quais foram identificadas 28 fácies sedimentares. Para um melhor entendimento dessas fácies, 30 lâminas delgadas foram confeccionadas, 15 amostras foram selecionadas para análises de difratometria de raios X, 40 para análises geoquímicas de elementos maiores, menores e traços, e três amostras de rochas carbonáticas para análises isotópicas de carbono e oxigênio. As seções sedimentares são compostas predominantemente por arenitos estratificados, *cherts*, carbonatos silicificados, dolomitos finos e pelitos siliciclásticos a mistos. As fácies identificadas foram reunidas em seis associações de fácies que refletem as condições paleoambientais. AF1 é denominada de continental eólico-fluvial e é composta de arenitos variando entre finos a grossos, com estratificações tangenciais e tabulares. A AF2 representa uma planície de maré mista composta por sedimentos pelíticos com estruturas de ressecamento, microbialitos laminados com *teepees*, ritmitos heterolíticos tipo *linsen* e *packstones* intraclásticos. A AF3 é composta por *mudstones* laminados, siltitos maciços verde e folhelhos escuros, sendo interpretada como depósitos de laguna protegida. A AF4 representa depósitos gerados por onda da zona de *Foreshore/shoreface* sendo composta por arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo e *grainstones* silicificados. As fácies representativas da barreira protetora da laguna estão agrupadas na AF5, sendo elas: *grainstones* ooidais, trombolitos e estromatólitos. A AF6, interpretada como *tidal inlets* de ligação entre a laguna protegida e a região aberta de alta energia, é composta por *grainstones* intraclásticos e brechas mistas. As principais feições diagenéticas observadas nas análises petrográfica foram silicificações eodiagenéticas nos carbonatos, dissoluções de feldspatos e litoclastos e sobrecrecimento de quartzo em mesodiagênese. As análises geoquímicas revelaram elevados teores de sílica na maioria das amostras, resultado do aporte de terrígenos e dos conspícuos processos de silicificação. Resultados dos percentuais de elementos maiores, menores, traço e terras raras, assim com suas relações, reforçaram a importância do aporte terrígeno e corroboraram a hipótese de uma deposição em ambiente plataformar em condições oxidantes. Infelizmente, a intensidade dos processos diagenéticos alteraram o sinal primário dos carbonatos amostrados, o que dificultou a correlação dos resultados de isótopos estáveis com dados do Eopermiano disponíveis na literatura. O conjunto de resultados obtido mostrou que os depósitos da Formação Aracaré compunham um ambiente costeiro com uma rampa de sedimentação mista adjacente, sendo parte um mar epicontinental. O paleoambiente, definindo internamente um sistema lagunar controlado por planícies de maré protegido da região da alta energia por *shoals* carbonáticos e construções microbiais. Na região costeira haveria campos de dunas e rios de pequeno porte desaguardando em pequenos deltas dentro ou fora do sistema lagunar alimentando o ambiente marinho com grãos

terrígenos. A região, localizada entre as latitudes de 40° e 50°, situaria-se no chamado cinturão árido, no centro do paleocontinente Gondwana. O clima semiárido com monções, com alternância de períodos mais secos com eventos de grande pluviosidade, ficou refletido nas fácies descritas, em que depósitos eólicos associado a tapetes microbiais se intercalam com fácies carbonáticas com grande aporte terrígeno e camadas com troncos fósseis de pteridófitas silicificados. Destaque para a ocorrência das espículas silicosas de esponjas, a grande diversificação de camadas de *cherts* e os carbonatos com diferentes graus de substituição por polimorfos de sílica. As análises químicas confirmaram a origem biogênica da sílica, apontando como principal fonte as espículas de esponjas. A ausência, porém, de espiculitos não permitiu uma correlação com o modelo de glass ramps; porém, tudo indica que as silicificações encontradas tenham uma relação direta com o chamado o Permian Chert Event (PCE). Apesar da contribuição dos resultados para a uma melhor compreensão do Eopermiano na Bacia de Sergipe-Alagoas, como tantos outros trabalhos, o presente estudo criou novas perguntas, que podem vir a ser respondidas através de pesquisas futuras com mais dados de isótopos estáveis, detalhamento das análises nos *cherts* e datações radiométricas dos depósitos da Formação Aracaré.

Abstract

The Aracaré Formation represents a relict of the Eopermian sedimentation in the paleozoic Brazilian sineclises located in the actual Sergipe-Alagoas basin. The principal outcrops of the formation are located in the central area of the basin. 28 sedimentary facies were identified over five stratigraphic profiles produced during the field trips. For a better understanding of the facies, 30 thin sections were made and 15 samples were analyzed in XRD. Besides that, 40 samples were selected for geochemistry analysis and three for isotopic analysis of carbon and oxygen. The sedimentary sections are composed predominantly by sandstone with cross bedding, cherts, silicified carbonates, dolomites and mixed pelites. The facies identified were grouped in six facies associations reflecting the paleoenvironmental conditions. FA1 called continental eolic-fluvial is composed of sandstones fine to grain with through a planar cross bedding. FA2 represents a mixed tidal flat composed of pelites with dryness structures, laminated microbialites with teepees structures, linsen heterolithic rhythmites and packstones with intraclasts. FA3 is composed of laminated mudstones, green siltstones and other pelites with variable colors, interpreted as lagoon deposits. FA4 represents deposits generated by waves in the foreshore/shoreface zone, composed by sandstones with low angle stratification, silicified grainstones and coquinas. The barrier that protects the lagoon is represented by FA5, which is composed by grainstones with oolites, thrombolites and stromatolites. The FA6 is interpreted as tidal inlets linking low energy environment of lagoon and the open sea. This FA is composed by grainstones with intraclasts and mixed breccias. The principal diagenetic features observed in the petrographic analysis were eodiagenetic silicifications in the carbonates, feldspar and lithoclasts dissolution and quartz overgrowth in mesodiagenesis. The geochemistry results showed elevated amounts of silica in most of the samples due to high terrigenous supply and conspicuous silicification processes. The major, minor and trace elements results reinforce the importance of the terrigenous supply and corroborate the hypothesis of a deposition in a platformal shore in oxidation conditions. Unfortunately, correlations of the isotopic results with Eopermian available data were unable due to the intensity of the diagenetic processes that altered the primary signal of the carbonates. The outcome obtained, showed that Aracaré Formation was composed by a coastal ramp with mixed sedimentation been a part of an epicontinental sea. The paleoenvironment was defined internally as lagoon system controlled by tidal flats and protected by the carbonate shoals and microbialites from high energy waves of the open sea. Around the subaqueous environment, field dunes and small rivers flowing into the sea in small deltas inside or outside the lagoon feeds the marine system with terrigenous material. It was located in the latitudes 40° and 50°, inserted in the so-called arid belt in the center of Gondwana. The semiarid climate associated with monsoons associated with alternation with dryer high pluviosity periods were reflected in the facies described, whereas eolic deposits combined with microbial mats interleave with carbonate facies with high amounts of terrigenous contribution and layers containing silicified logs of

pteridophytes. The spotlights were the occurrence of spicules of sponges, the great diversity of chert layers and the carbonates with different degrees of replacement of silica polymorphs. The chemical analysis confirmed the biogenic origin for the silica, point out the spicules of sponges as the principal source. The absence of spiculites, however, do not allowed the correlation of the silicifications with the glass ramps model. However, it seems that Aracaré silicifications are correlated to the Permian chert event. Despite the contribution of this study for a better understanding of Sergipe-Alagoas basin's Eopermian, like others Scientific investigations, this study created new questions that could be answered in future research adding new stable isotopic data, detailing the cherts analysis and dating the Aracaré Formation deposits.

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1- INTRODUÇÃO

A Formação Aracaré, que engloba os estratos permianos da bacia de Sergipe Alagoas, foi primeiramente-definida por Perrela *et al.* (1963 *in* Souza-Lima 2007e) em afloramentos no Morro do Aracaré na margem direita do rio São Francisco, no Estado de Sergipe. Esta unidade, distinguível principalmente pela característica silicificação, constitui relictos das grandes sinéclises paleozoicas brasileiras, representada principalmente pelas bacias do Paraná e Parnaíba (Góes & Feijó, 1995; Souza-Lima 2006c; Milani *et al.*, 2007).

O período Permiano (299 – 255 Ma) se notabiliza por ser o último período da era Paleozóica, registrando a passagem para a era Mesozóica. Acredita-se que a Formação Aracaré foi depositada durante o início desse período na Época Cisuraliano (Eopermiano; Brito *et al.*, 1985). Na passagem entre o Carbonífero e o Permiano ocorreram importantes transformações biológicas, tectônicas e ambientais no Gondwana (Scheffler *et al.*, 2003; Henderson *et al.*, 2012; Limarino *et al.*, 2014). Sinais de tais mudanças podem estar refletidas nas rochas contidas nas Formações Batinga (Carbonífero) e Aracaré (Permiano), possibilitando a integração de curvas isotópicas e mapas paleogeográficos mundiais durante esse intervalo (Scholle, 1995; Scotese & Langford, 1995; Souza-Lima, 2006c; Chen *et al.*, 2013).

Os atuais mapas paleogeográficos mundiais para o Permiano, assim como suas reconstruções paleoclimáticas, foram elaborados tendo como base as seções permianas localizadas principalmente no hemisfério norte e no sul do hemisfério sul (Scotese & Langford, 1995). Dessa forma, esse estudo pretende contribuir para um maior adensamento desses tipos de dados para a porção central do Gondwana, onde se localiza a bacia de Sergipe-Alagoas. Essa região contém o registro mais oriental do Permiano brasileiro representando uma possível ligação com as bacias Gondwânicas africanas (Souza-Lima, 2006c; Souza-Lima, 2006d). Sua contraparte africana seria representada pela atual bacia do Gabão, representada no Permiano pelo Grupo L'Agoula (Jardine *et al.*, 1969).

A bacia de Sergipe-Alagoas se notabiliza por conter uma sucessão estratigráfica mesozoica com todas as fases de evolução de uma bacia de margem passiva (*pré-rift*, *rift* e *drift*), além de registros sedimentares paleozoicos de uma bacia do tipo sinéclise intracratônica (Souza-Lima, 2006a). Destaca-se também por ser uma das bacias mais bem expostas da margem continental brasileira. A seção mesozoica-cenozoica possui um número razoável de estudos, tanto paleontológicos e estratigráficos, desenvolvidos principalmente pela indústria petrolífera que possui relevante interesse nessa seção da bacia (Lana, 1990).

O Paleozoico da bacia de Sergipe-Alagoas ainda é uma seção carente de trabalhos mais detalhados, principalmente sua seção permiana. A Formação Aracaré possui apenas estudos de porosidade nos seus arenitos e COT (Carbono orgânico total) em folhelhos de testemunho (Cruz, 1994; Cruz & Gasperi, 1994), além dos estudos de Souza-Lima (2006e; 2007d, e) enfocando a faciologia de uma forma geral e o conteúdo paleontológico, além de estudos não publicados realizados pelas empresas petrolíferas.

Visando preencher uma parte dessa lacuna, esse trabalho pretende reconstruir, através de análises diversificadas, o paleoambiente e a paleogeografia da seção permiana da bacia de Sergipe-Alagoas, bem como entender os processos das silicificações permianas em contexto regional (Murchey & Jones, 1992).

A quimioestratigrafia tem se mostrado uma importante ferramenta em estudos paleoambientais, auxiliando tanto em inferências paleoclimatológicas quanto nos ciclos de matéria orgânica ocorridos à época de deposição da formação. Nesse trabalho utilizou-se a ferramenta da geoquímica de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, assim como elementos maiores, menores e traço. Pouquíssimos trabalhos foram feitos utilizando esse recurso de análise na bacia de Sergipe-Alagoas, sendo todos eles na porção Cretácea (p. ex. Walter, 2000; Chiossi, 2005 e Pontes, 2013). Com essa nova abordagem quimioestratigráfica no Paleozoico da bacia, espera-se que uma nova via de correlações seja aberta, onde as outras bacias permianas possam, no futuro, a partir de trabalhos desse tipo, serem melhor correlacionadas paleogeograficamente. O mesmo vale para as bacias permianas da África ocidental, as quais, muito possivelmente, estiveram ligadas às bacias paleozoicas brasileiras dentro do contexto gondwanico (Souza-Lima, 2006c).

1.2- LOCALIZAÇÃO

O presente trabalho focou na descrição de fácies, coleta e análise de amostras de afloramentos acessíveis da Formação Aracaré. Os afloramentos identificados como pertencentes à essa formação se situam no norte de Sergipe e sul de Alagoas (Figura 1.1 e 1.2). A maioria dos acessos é feito por rodovias federais e estaduais asfaltadas e, mais raramente, por estradas de terra e caminhadas.

Os afloramentos localizados no estado de Sergipe na rodovia BR-101 distam cerca de 90km da capital Aracaju, nas redondezas da cidade de Cedro de São João. Também em Sergipe os afloramentos do Morro do Aracaré estão localizados nos arredores da cidade de Neópolis, distando cerca de 120km de Aracaju (Figura 1.1).

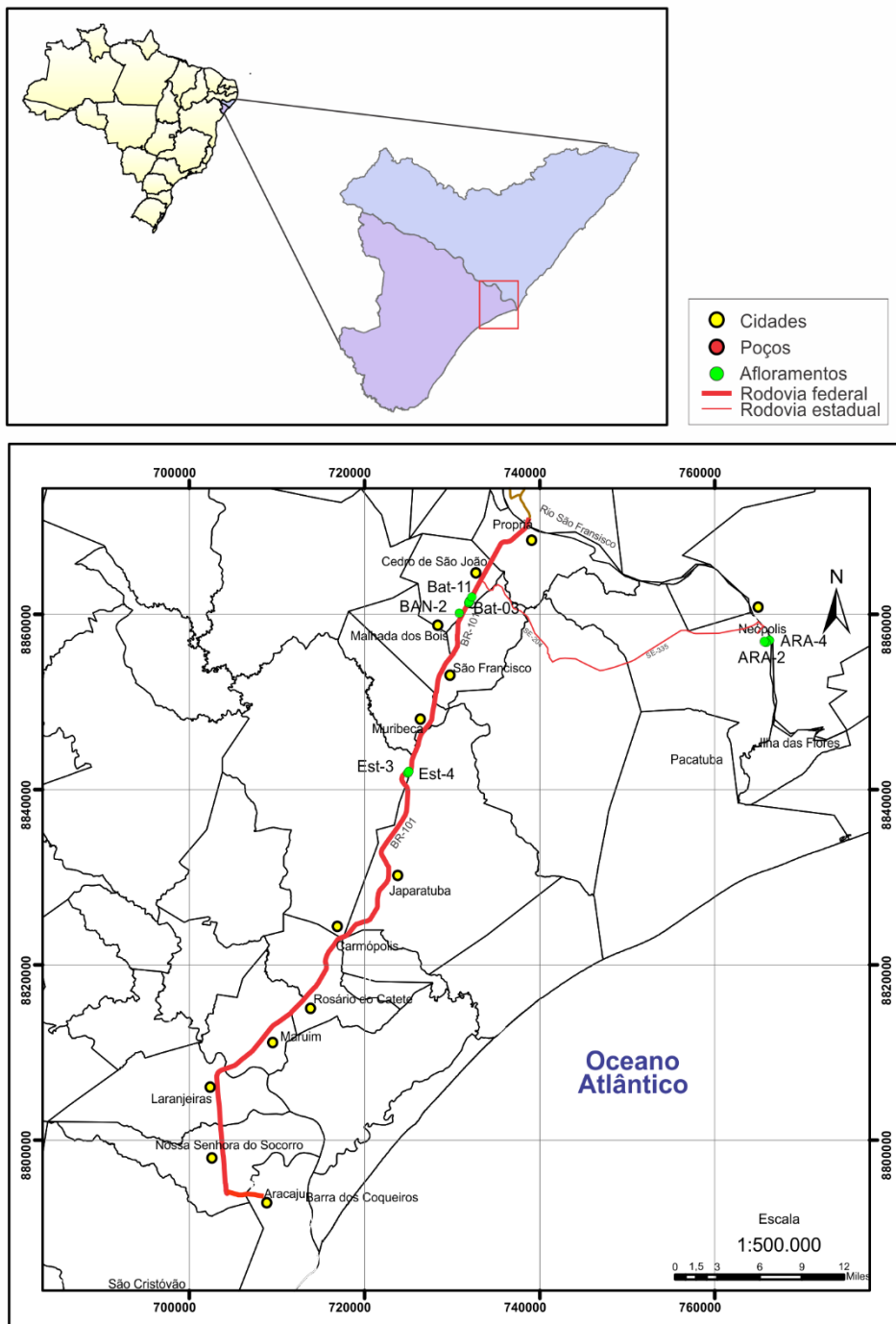


Figura 1.1. Mapa de localização dos afloramentos da BR-101(BAT) no norte do Estado de Sergipe, em um trecho da BR - 101 entre as entradas das cidades de Malhada dos Bois e Cedro de São João. Os afloramentos se encontram à esquerda, partindo de Aracaju.

A grande maioria dos afloramentos da Formação Aracaré está localizados no sul-sudeste do

Estado de Alagoas. Nos arredores da cidade de Igreja Nova distando cerca de 22km de Penedo, estão localizados os afloramentos de Curral de Cima (CUR) e Divina Pastora (DP) em fazendas homônimas, assim como os afloramentos de Pescocinho (PES), Cabo do Pasto (CBP) e Cova da Onça (ONÇ), nomes derivados de povoados adjacentes. Também foram mapeados afloramentos próximos ao vale do Rio Perucaba distando cerca de 40km de Penedo.

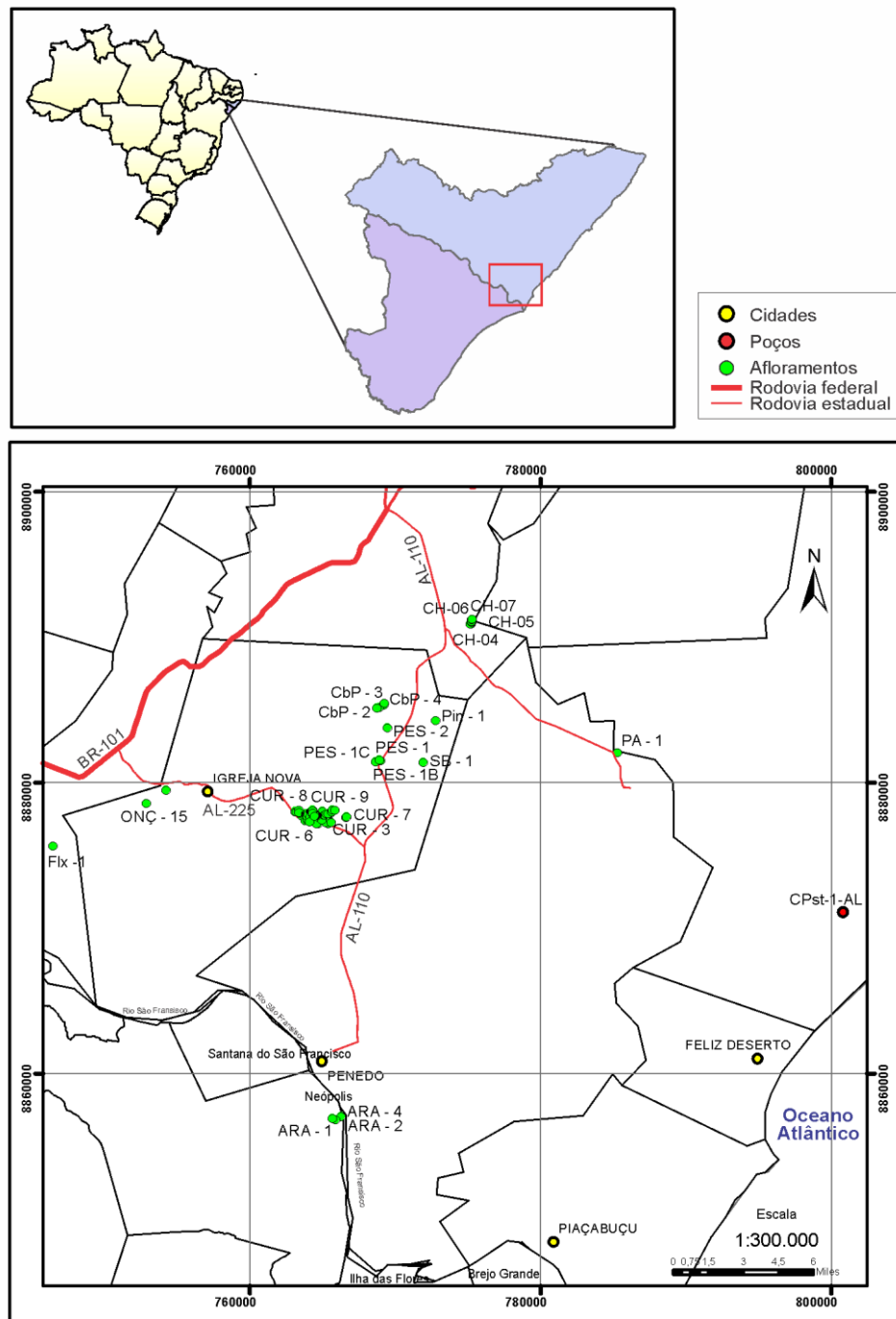


Figura 1.2 Mapa de localização dos afloramentos ao redor do Domo de Igreja nova em Alagoas partindo da cidade de Penedo. ONÇ = Cova da Onça; CUR = Curreal de Cima; PES = Pescocinho; CbP = Cabo do Pasto; CHR = Chã do Remígio.

1.3- OBJETIVOS

O presente estudo teve como objetivo principal expandir os conhecimentos geológicos a respeito do Permiano na bacia de Sergipe-Alagoas através da caracterização de fácies sedimentares, petrologia e

geoquímica da Formação Aracaré

Constituem-se objetivos específicos do presente projeto:

- Levantar perfis faciológicos através da identificação e caracterização de feições sedimentares;
- Realizar a caracterização microscópica das diferentes fácies identificadas ao longo dos perfis e afloramentos;
- Caracterizar a geoquímica elementar e isotópica de diferentes litofácies e a mineralogia de pelitos para auxílio nas interpretações paleoambientais;
- Elaborar mapas litofaciológico e paleogeográfico;
- Propor uma reconstituição paleoambiental do Permiano na bacia de Sergipe-Alagoas;

Com base nos resultados alcançados, pretende-se contribuir para ampliar o entendimento da evolução estratigráfica da sinéclise paleozoica da bacia de Sergipe-Alagoas e do seu contexto paleogeográfico, paleoclimático e paleoecológico no âmbito do supercontinente Gondwana.

2.1- BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

2.1.1- Localização

A bacia de Sergipe-Alagoas se situa na região costeira dos estados de Sergipe e Alagoas, na porção sul do Estado de Pernambuco e na plataforma continental norte do Estado da Bahia, entre as latitudes 8° e 11,5S° e longitudes 34° e 37°W, com uma porção emersa variando entre 20 e 50km de largura (Figura 2.1). Seus limites são a norte com a bacia de Pernambuco-Paraíba, marcado pelo lineamento Pernambuco, e ao sul com a bacia de Camamu, evidenciado pelo sistema de falhas de Itapuã (Souza-Lima, 2006a). Seus limites a leste e oeste são o oceano Atlântico e o embasamento cristalino, respectivamente (Figura 2.1).

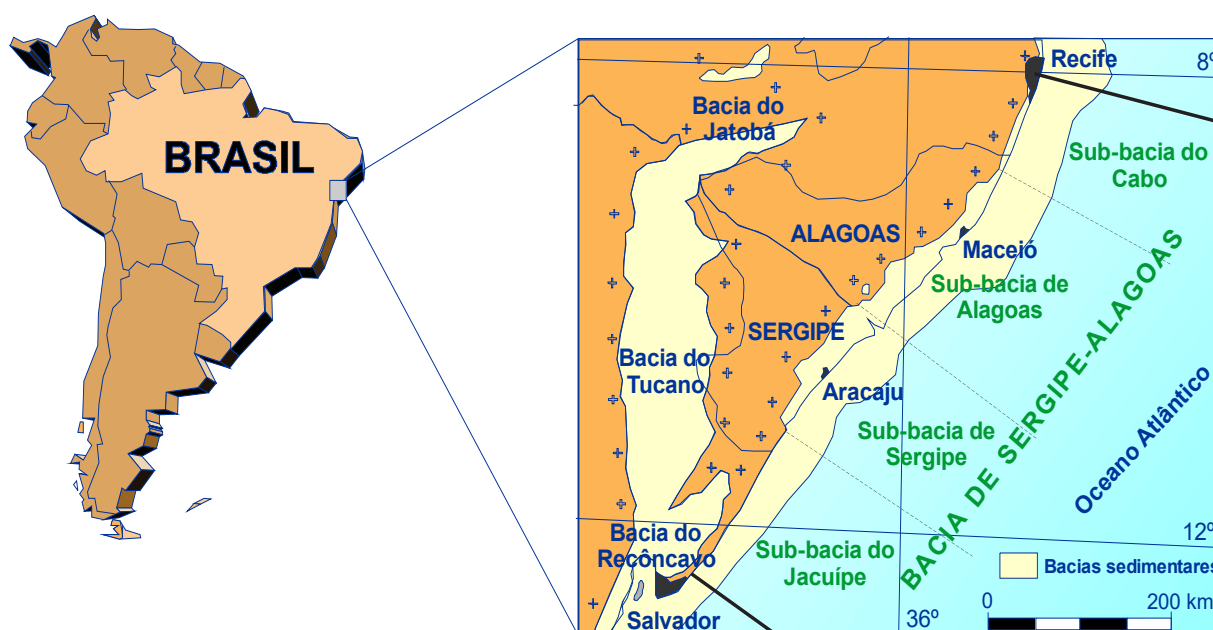


Figura 2.1. Localização da bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima *et al.*, 2002).

2.1.2- Evolução tecto-estratigráfica

Segundo Ojeda & Fugita (1974), estruturalmente, a bacia está inserida em um meio *graben*, com direção inicial W-NW e posterior inversão para leste/sudeste, ocorrida entre o Neocretáceo e o recente. Este meio *graben* é assimétrico, alongado na direção NNE/SSW (Aquino & Lana, 1990). Em escala regional, a bacia é composta por blocos antitéticos basculados, limitados por falhas sintéticas

normais (Van der Ven *et al.*, 1989, Aquino & Lana, 1990).

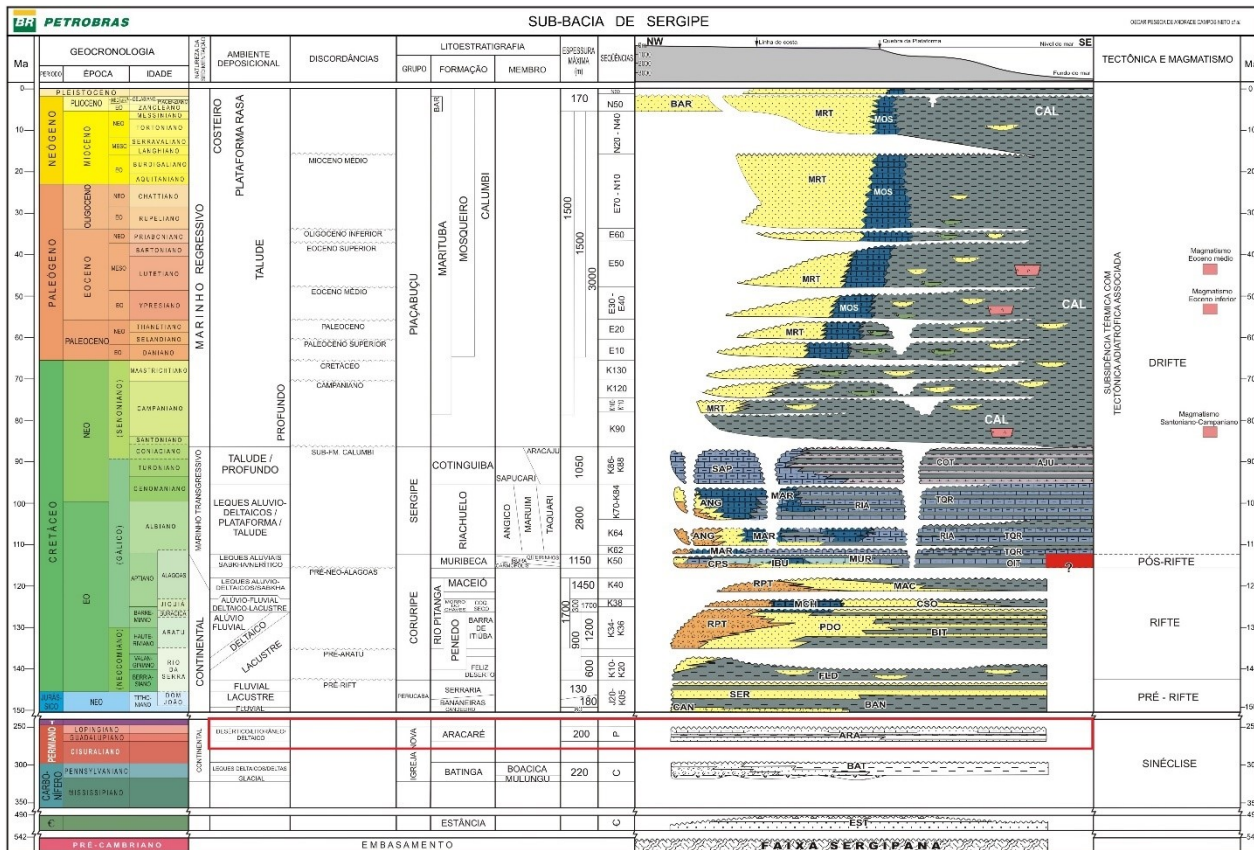


Figura 2.2. Carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe. Destacado em vermelho a Formação Aracaré (Campos-Neto *et al.*, 2007).

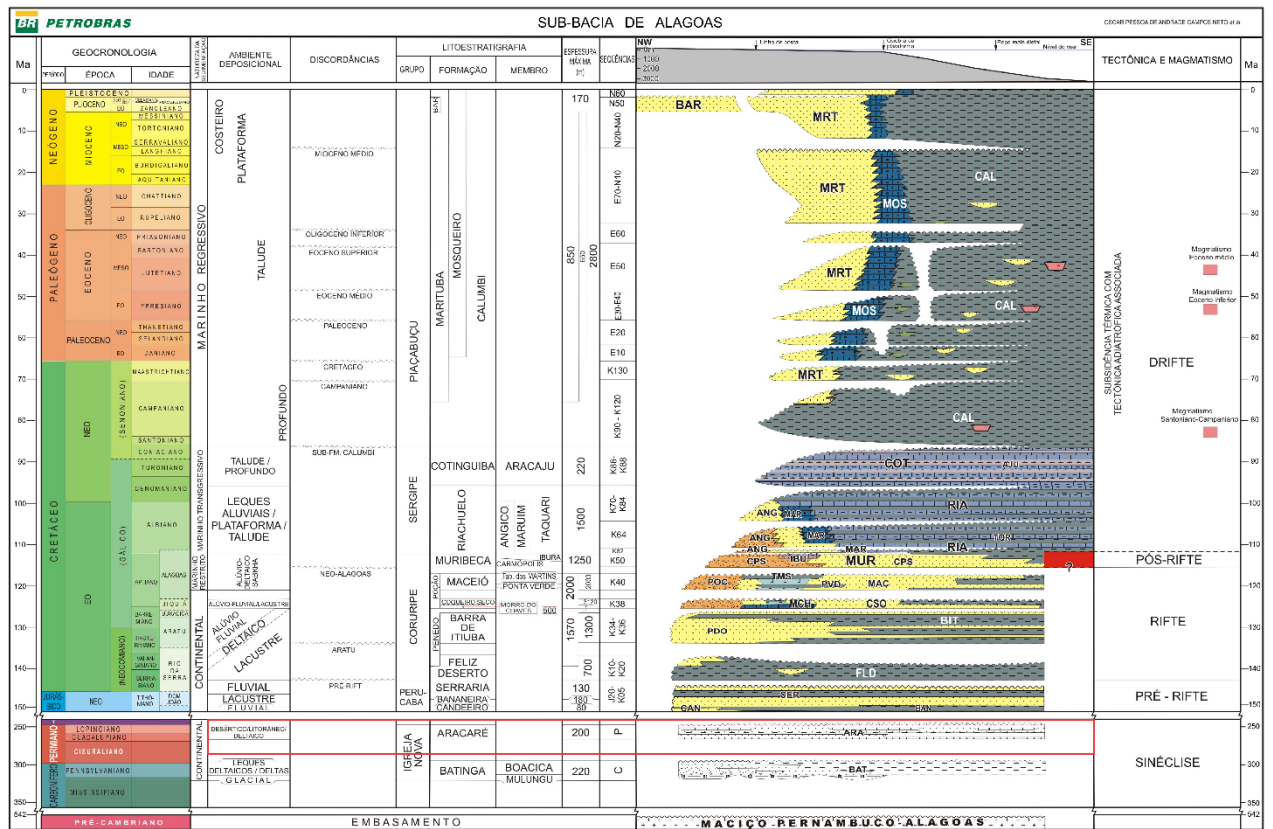


Figura 2.3. Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas. Destacado em vermelho a Formação Aracaré (Campos-Neto *et al.*, 2007).

Apesar de ter sido na maioria das vezes considerada como uma única bacia (Lana 1985; Feijó, 1994; Campos Neto *et al.*, 2007), na realidade, trata-se de um conjunto de quatro bacias (Figura 2.1): Sergipe, Alagoas, Jacuípe (Bahia) e Cabo (Pernambuco).

Para Campos Neto *et al.* (2007), o preenchimento da bacia de Sergipe-Alagoas ocorreu em cinco estágios evolutivos subsequentes, os quatro últimos comuns à maioria das bacias costeiras da margem leste do Brasil: sinéclise; *pré-rift*; *rift*; *pós-rift* ou transicional e *drift* (Aquino & Lana, 1990, Bizzi *et al.*, 2003, Campos Neto *et al.*, 2007). Trata-se de uma bacia de margem divergente ou passiva, cuja origem da bacia está vinculada à separação dos continentes Sul-Americano e Africano e consequente à abertura do oceano Atlântico Sul. A separação dos continentes teve início com uma grande fenda (tipo *rift valley*), que daria origem ao *Rift Sul-Atlântico* e consequente ruptura do Gondwana de sul em direção ao norte (Bueno, 2004), porém não de forma sincrônica ao longo de todo o *rift* (Fairhead, 1991). O nordeste brasileiro foi o último elo entre os dois continentes (Ojeda & Fugita, 1974). Com a total ruptura das massas continentais, deu-se início a basculamentos em direção ao oceano (leste), com reajuste dos blocos ao longo das falhas pré-existentes e geração de novos falhamentos durante o Cretáceo, principalmente na transição entre a parte inferior e superior deste período, com incipiente halocinese

associada do Albiano até o recente (Ojeda & Fugita, 1974).

A nomenclatura litoestratigráfica atual da bacia (Figuras 2.2 e 2.3) é baseada nos trabalhos pioneiros de Schaller (1970), com modificações efetuadas por Feijó (1994) e, posteriormente, por Campos Neto *et al.* (2007), este utilizando conceitos da estratigrafia de sequências. Como a bacia Sergipe-Alagoas apresenta padrões tectônicos e processos sedimentares distintos para a porção sergipana (sub-bacias Sergipe e Jacuípe) e para a porção alagoana (sub-bacias Alagoas e Cabo), existem duas cartas estratigráficas atualmente em uso (Figuras 2.2 e 2.3).

Sinéclise

A bacia tem seu registro sedimentar iniciado durante a era Paleozoica, em condições de sinéclise intracratônica (Campos Neto *et al.*, 2007), possivelmente com ligações com outras grandes sinéclises paleozoicas preservadas no interior do Brasil como as bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas/Solimões (Souza-Lima, 2006b) e a sua contraparte africana, o Grupo L' Agoula - bacia do Gabão (Jardine *et al.*, 1969). Os registros mais antigos dessa fase são datados como Siluriano/Devoniano por correlação estratigráfica com outras bacias (Tucano Norte e Jatobá) e relações de contato com as formações sobrejacentes (Souza-Lima, 2006d). A essa sequência foi dado o nome de Formação Karapotó (Souza-Lima, 2006d; Souza-Lima *et al.*, 2014), sendo constituída predominantemente por ortoconglomerados com quartzos leitosos, arenitos grossos maduros e com fragmentos líticos, depositados logo acima do embasamento. Essa seção foi interpretada por Souza-Lima (2006d) como depósitos fluviais do tipo entrelaçado (*braided*).

No período Carbonífero, o supercontinente Gondwana ocidental passou por um período de glaciação, o qual se refletiu nos depósitos glaciais tanto na bacia Sergipe-Alagoas como em outras bacias (p. ex., Grupo Itararé, bacia do Paraná). Esses depósitos glaciais na bacia de Sergipe-Alagoas foram denominados de Formação Batinga, a qual foi subdividida em dois membros: Mulungu e Boacica. O Membro Mulungu é reconhecido pelos paraconglomerados resultantes de fluxos de detritos glaciais (diamictitos) enquanto que o Membro Boacica apresenta depósitos glacio-lacustres representados por ritmitos de deposição sazonal constituído de camadas de siltito e arenitos finos (Farias, 2013).

A última sequência da sinéclise paleozoica é representada pela Formação Aracaré, objeto deste estudo, datada do período Permiano (Schaller, 1970; Brito *et al.*, 1985). Essa formação é representada principalmente por folhelhos pretos recobertos por arenitos, calcarenitos e depósitos microbiais. Tais rochas teriam sido depositadas em ambientes desértico e litorâneo com influências deltaicas (Schaller, 1970).

Pré-rift

Com o final do Paleozoico, iniciou-se o período Triássico, sem registros identificados na bacia Sergipe-Alagoas (Souza-Lima, 2007f). Somente entre o Neotriássico e o Eojurássico iniciou-se na bacia a fase de deposição *pré-rift*, ainda de caráter estritamente continental, mas apresentando incipiente enfraquecimento crustal provocado possivelmente pela ocorrência de *hotspots* (Morgan, 1983; Souza-Lima, 2006a). Os primeiros registros dessa fase são as formações Bananeiras e Candeeiro (Scheller, 1969). Apesar de inicialmente acreditar-se em uma idade de deposição Eojurássica da Formação Bananeiras, Rodrigues *et al.* (2006), a partir de datações absolutas pelo método radiométrico Rb-Sr, obtiveram a idade Neotriássica para sua deposição. Os arenitos da Formação Candeeiro, depositados em ambiente flúvio-deltaico (Feijó, 1995; Souza-Lima, 2007c), se associam aos folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeiras (Souza-Lima, 2007b; Souza-Lima, 2007c), depositados na chamada Depressão Afro-Brasileira (Ponte & Asmus, 1976), durante a estabilidade Juro-Cretácea da bacia (Campos Neto *et al.*, 2007). O sistema Bananeiras-Candeeiro foi posteriormente sobrepujado pelo sistema fluvial entrelaçado/eólico representado pelos arenitos Serraria.

Rift

O final da deposição da Formação Serraria (seu topo) marca o início da fase *rift* da bacia (Souza-Lima & Borba, 2008; Kifunbi *et al.*, 2017). O afogamento do sistema Serraria deu origem ao lago Feliz Deserto, sendo esse paleolago que nomeia a primeira formação dessa fase (Souza-Lima, 2006a). Trata-se de folhelhos e siltitos avermelhados, arroxeados e bioturbados. Para Kifunbi *et al.* (2017), a base Formação Feliz Deserto corresponderia a depósitos de canais fluviais anastomosados e planície de inundação, que foram sobrepostos por sedimentos deltaicos e, finalmente, lacustres (Borba, 2009). O topo da formação é marcado por um hiato deposicional durante a passagem do Valangianiano para o Hauteriviano, caracterizado pela ausência de duas biozonas de ostracodes, denominada de Discordância Pré-Aratu (Galm & Santos, 1994). O Neocomiano é representado pela Formação Barra de Itiúba, com suas fácies deltaicas caracterizadas por folhelhos cinza escuros e esverdeados, intercalados a arenitos creme-claro em geometria sigmoidal (Souza-Lima & Borba, 2007a; Souza-Lima & Borba, 2008). Ocorrem localmente arenitos eólicos e níveis carbonáticos lacustres, castanhos a ocreos. Souza-Lima & Borba, (2007b; 2008) propõem um sistema deltaico-lacustre para a deposição desta formação. Concomitante à deposição das formações Feliz Deserto e Barra de Itiúba, nas porções mais proximais do sistema fluvial que alimentou esse lago, depositou-se a Formação Penedo durante o Eocretáceo. Ela é representada por um sistema flúvio-deltaico entrelaçado (Melo *et al.* 2018), onde foram depositados arenitos creme-claros, amarelados, bem selecionados com frequentes fluidizações. Conglomerados

quartzosos marcam a deposição de fundo dos canais fluviais e folhelhos e siltitos, semelhantes ao da Formação Barra de Itiúba, se encontram interdigitados (Souza-Lima, 2008a).

Com deposição síncrona ao sistema fluvio-deltaico-lacustre representados pelos depósitos das formações Barra de Itiúba e Penedo, porém sem relação direta com esse sistema deposicional, ocorrem os leques aluviais de borda de bacia denominados de Formação Rio Pitanga. Ela é representada principalmente por paraconglomerados esverdeados a avermelhados intercalados a arenitos, folhelhos e siltitos avermelhados (Souza-Lima, 2008b).

Chiossi (2005) efetuou nesse intervalo da seção *rift* da bacia, que abrange as formações Barra de Itiúba, Feliz Deserto, Penedo e Rio Pitanga, um dos primeiros estudos utilizando a ferramenta da quimioestratigrafia na bacia de Sergipe-Alagoas. Ele utilizou a técnica de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio em folhelhos lacustres como auxílio para a definição das sequências deposicionais de 3 ordem. Foram obtidos altos valores de δO , o que indicaria um clima seco, já que paleogeograficamente durante o Eocretáceo, a bacia de Sergipe-Alagoas estava localizada em região tropical e não poderia apresentar baixas temperaturas à níveis glaciais. Essa tendência nos valores de δO sugerem uma passagem de condições lacustres (lago Feliz Deserto) mais abertas para condições mais fechadas (restritas). Porém, após esse intervalo, os valores de δO começaram a diminuir junto com os valores de δC , apontando para uma maior umidade no paleoambiente associada à passagem de condições lacustres para ambientes fluviais (formações Barra de Itiúba e Penedo). Dessa forma, a cobertura vegetal aumentou, causando um aumento nos valores de δC , ocasionado pelo aumento de Carbono 12 proveniente da matéria orgânica degradada das áreas emersas (Chiossi, 2005).

No final do Barremiano e início do Aptiano foram depositados os sedimentos correspondentes à Formação Coqueiro Seco, representada por alternâncias de arcósios e folhelhos silticos. O ambiente deposicional interpretado para essa Formação é deltaico-lacustre, cujos depósitos basais, representados pelo Membro Morro do Chaves, evidenciaram as fácies mais lacustres, com carbonatos coquinóides e folhelhos verdes e negros (Feijó, 1995; Souza-Lima *et al.*, 2002; Tavares *et al.*, 2015). Esse Membro apresenta uma fauna diversificada, representada principalmente por peixes, bivalves (formando as coquinas) e gastrópodes (Souza-Lima *et al.*, 2002; Tavares *et al.*, 2015).

As formações Maceió e Poção ocorrem em sincronia lateral durante o Aptiano (Feijó, 1995; Souza-Lima *et al.*, 2002). A Formação Poção é exclusiva da sub-bacia de Alagoas, enquanto a Formação Maceió é encontrada também em subsuperfície na sub-bacia de Sergipe (Campos-Neto *et al.*, 2007). A Formação Maceió é representada principalmente por conglomerados e arenitos interdigitado a folhelhos, por vezes betuminosos, representados pelo Membro Tabuleiro dos Martins. Uma camada de sal, proveniente da incipiente incursão marinha registrada para esse período, está registrada na Formação

Maceió, conhecidos como os evaporitos Paripueira. Representando os leques de falha de borda da bacia, a Formação Poção é representada por conglomerados compostos por seixos e matacões graníticos e arenitos arcoseanos (Feijó, 1995; Souza-Lima *et al.*, 2002). Já o Membro Ponta Verde representa um ambiente lacustre transgressivo, caracterizado por folhelhos cinza a esverdeados (Souza-Lima *et al.*, 2002).

Pós-rift ou transicional

Ao final do período Aptiano, iniciou-se a deposição estritamente marinha ao longo do *Rift* Atlântico-Sul, representadas pelas fases, transicional e *drift* (*Pós-Rift*) na bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima, 2006a). A fase transicional da bacia, durante a qual foram depositadas as principais camadas evaporíticas da Formação Muribeca, foi subdividida em três membros. O Membro Carmópolis, representante mais basal, caracterizado por conglomerados polimíticos e arenitos intercalados a folhelhos e siltitos. A sua porção mediana é caracterizada pelos evaporitos do Membro Ibura, constituídos por halitas, silvinitas e carnalitas. O Membro Oiterinho que representa a porção mais superior da formação, é formado por carbonatos de granulação fina, intercalados a folhelhos e siltitos castanhos. Essa formação foi depositada em um ambiente transicional, evoluindo para um sistema marinho restrito, evidenciado principalmente pela grande ocorrência de evaporitos (Feijó, 1995; Souza-Lima *et al.*, 2002; Campos-Neto *et al.*, 2007).

Drift

Durante o Albiano, foram depositados os sedimentos francamente marinhos representados pela Formação Riachuelo, a qual é subdividida em três membros, Taquari, Maruim e Angico, com interdigitação entre eles (Souza-Lima *et al.*, 2002). O Membro Taquari é representado por margas, folhelhos e calcilitos alternados, inseridos em um contexto marinho profundo. O Membro Maruim é representando principalmente por carbonatos plataformais e construções algais, quanto que o Membro Angico é representado por conglomerados e arenitos siliciclásticos/bioclásticos de ambientes de leque subaquosos (Feijó, 1995; Campos-Neto *et al.*, 2007).

Durante o Cenomaniano, ocorreu uma transgressão marinha que deu origem aos carbonatos depositados em ambiente nerítico a batial (Feijó, 1995). O Membro Sapucari é constituído por calcilitos cinzentos que gradam para o depocentro da bacia para argilitos, folhelhos e margas do Membro Aracaju. Apresenta também conteúdo rico em fósseis de moluscos, assim como a Formação Riachuelo (Schaller, 1970; Walter, 2000; Andrade & Felix, 2012).

Em discordância erosiva com a Formação Cotinguiba, devido a um evento regressivo, durante outra transgressão marinha, foram depositados os sedimentos correspondentes à Formação Calumbi do final Cretáceo até o Recente, gradando vertical e lateralmente para as formações Marituba e Mosqueiro

(Souza-Lima *et al.*, 2002). A Formação Cotinguiba é representada por folhelhos verdes, siltitos amarelado-claro e arenitos depositados em ambiente plataformar e marinho profundo controlado por correntes de turbidez. Do Paleógeno até o Recente, foram depositadas, concomitantemente à Formação Calumbi, os arenitos costeiros da Formação Marituba em nítida progradação costeira. Também com deposição paleógena-recente, a Formação Mosqueiro representa uma plataforma carbonática, caracterizada por calcarenitos bioclásticos (Feijó, 1995; Campos-Neto *et al.*, 2007).

2.2- PERMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS – FORMAÇÃO ARACARÉ

2.2.1- Afloramentos e seção tipo

O Permiano da bacia de Sergipe-Alagoas é representado pela Formação Aracaré, objeto deste estudo, que tem seu nome advindo da localização da sua seção tipo no Morro do Aracaré, em Neópolis – Sergipe (Figura 2.5). No entanto, seus melhores afloramentos estão localizados ao redor do Domo de Igreja Nova, um domo granítico, localizado nas proximidades da cidade de Igreja Nova em Alagoas, que expõe rochas das seções paleozoicas e da fase Pré-*rift* da bacia em suas bordas (Figura 2.4). Outras áreas aflorantes do Permiano da bacia são o vale do rio Perucaba em Alagoas e os afloramentos da BR-101 entre as cidades de Malhada dos Bois e Cedro de São João, localizadas no norte de Sergipe, na borda da bacia. Além disso, a Formação Aracaré já foi identificada em mais de 50 poços espalhados do centro-sul da bacia (Carmópolis – Sergipe) até a cidade de São Miguel dos Campos no norte de Alagoas, centro-norte da bacia (Souza-Lima, 2007d, e).

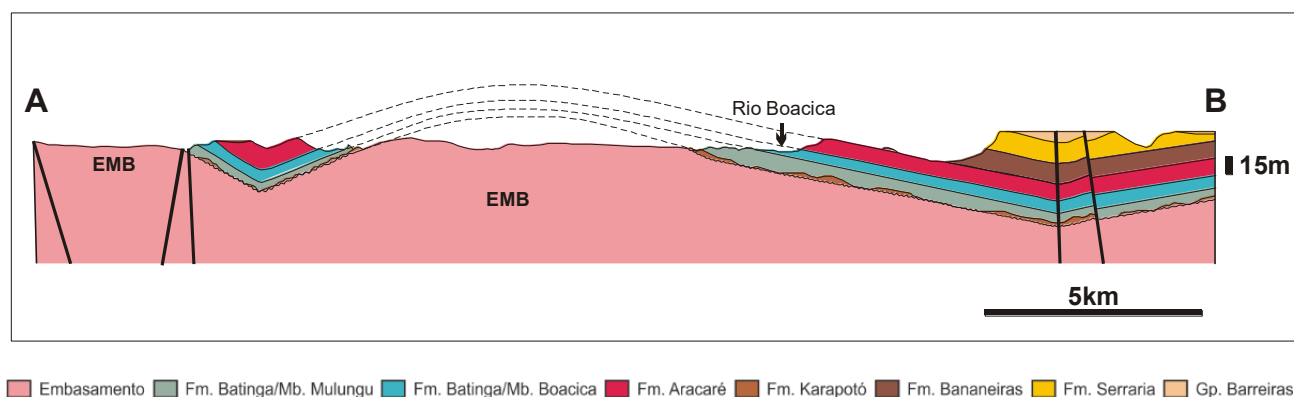


Figura 2.4. Figura esquemática do Domo de Igreja Nova e as prováveis coberturas sedimentares que o cobriram no passado (Souza-Lima, 2006d).

A espessura máxima calculada para a formação é de 200 metros (Feijó, 1994; Cruz, 1994). Seu contato é discordante com a Formação Batinga (Neocarbonífero), com um hiato de aproximadamente 30 milhões de anos entre as duas formações (Souza-Lima, 2006b).



Figura 2.5. Morro do Aracaré, seção tipo do Permiano da bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima, 2007e).

2.2.2- Trabalhos anteriores

Os arenitos contidos na Formação Aracaré, foram estudados com mais detalhe primeiramente por Cruz (1994), que os descreveu como arenitos finos a grossos, depositados em ambiente costeiro desértico associado à sedimentação marinha mista carbonática/siliciclástica. Os arenitos finos, bem selecionados contendo estratificações tabulares e tangenciais, que ele classificou como depósitos eólicos, constituem o principal potencial reservatório da sequência permiana da bacia, possuindo porosidades em torno de 20 a 25% (Cruz, 1994).

Os folhelhos da Formação foram estudados por Cruz & Gasperi (1994), que determinaram o Carbono Orgânico Total (TOC) de folhelhos negros e calcilutitos de testemunhos. O resultado de TOC foi em torno de 2 a 5%, considerado bom e muito bom para geradores.

A plataforma carbonática foi descrita por Souza-Lima (2006e) como contendo extensos bancos de estromatólitos de hábitos dômicos e colunares, associados lateralmente a canais de alta energia, aonde

foram depositados grainstones ooidais. O mesmo autor também coloca uma possível ocorrência de corais tabulados, que separariam o ambiente de alta energia do ambiente de baixa energia, onde teria ocorrido uma sedimentação argilosa e com a presença de tapetes microbiais (Figura 2.6). A ocorrência de brechas, intraclastos e *teepes* evidenciaria exposições periódicas da plataforma, encaixada em ambiente de intermaré. A plataforma carbonática permiana seria margeada por dunas costeiras e inserida em paleoclima semiárido a árido, estando bastante silicificada e ferruginizada (Souza-Lima, 2007e; Figura 2.6).

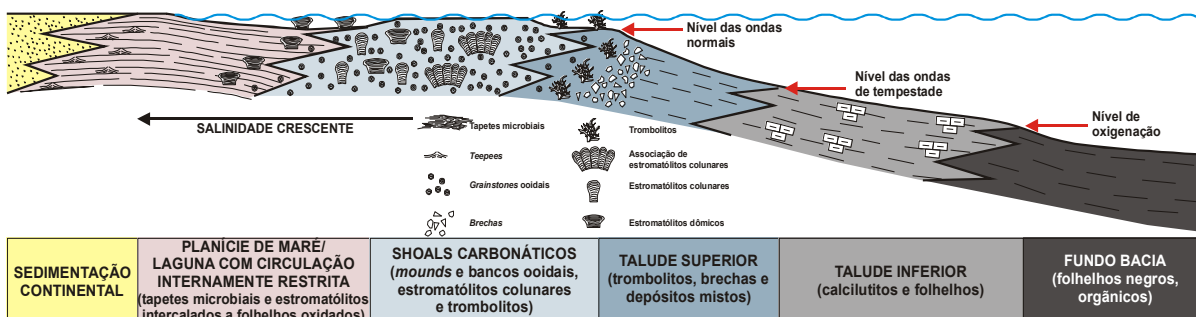


Figura 2.6. Plataforma carbonática Aracaré (Souza-Lima, 2007e).

Evolução estratigráfica e paleogeográfica

A Formação Aracaré pode ser separada litoestratigraficamente em uma porção inferior contendo arenitos finos, bem selecionados com estratificações tabulares e tangenciais de grande porte com ocorrências esporádicas de arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação acanalada e tabular (Souza-Lima, 2007e). Esses depósitos arenosos são recobertos por argilitos-siltitos avermelhados e folhelhos negros com arenitos finos a grossos, contendo estratificações subordinadas (Souza-Lima, 2007e). Na porção superior da formação ocorrem arenitos semelhantes aos basais, intercalados primeiramente a folhelhos passando a intercalações com *cherts* carbonáticos e microbialitos silicificados que variam lateralmente para folhelhos e siltitos (Souza-Lima, 2007e). Associados à porção superior do pacote ocorrem troncos de Pteridófitas, possíveis *Psaronius*, semelhante ao que ocorre na bacia do Parnaíba (Souza-Lima & Silva, 2018).

O ambiente deposicional interpretado por Souza-Lima (2007e) seria de um corpo aquoso associado a dunas costeiras com drenagens de pequeno e médio porte desaguando na costa. A presença de folhelhos negros evidencia uma bacia de deposição profunda para o corpo aquoso (Figura 2.6). Os troncos de pteridófitas sugerem períodos de umidade localizada nas áreas fontes. Este autor infere uma origem marinha para o corpo aquoso baseado na ocorrência de evaporitos espessos no Permiano da bacia do Recôncavo, adjacente a bacia de Sergipe-Alagoas, e pela necessidade de altas salinidades para o

desenvolvimento dos microbialitos. Esse mar seria provindo do oeste, passando pela bacia do Amazonas, Solimões e Parnaíba (Souza-Lima, 2006c; Figura 2.7).

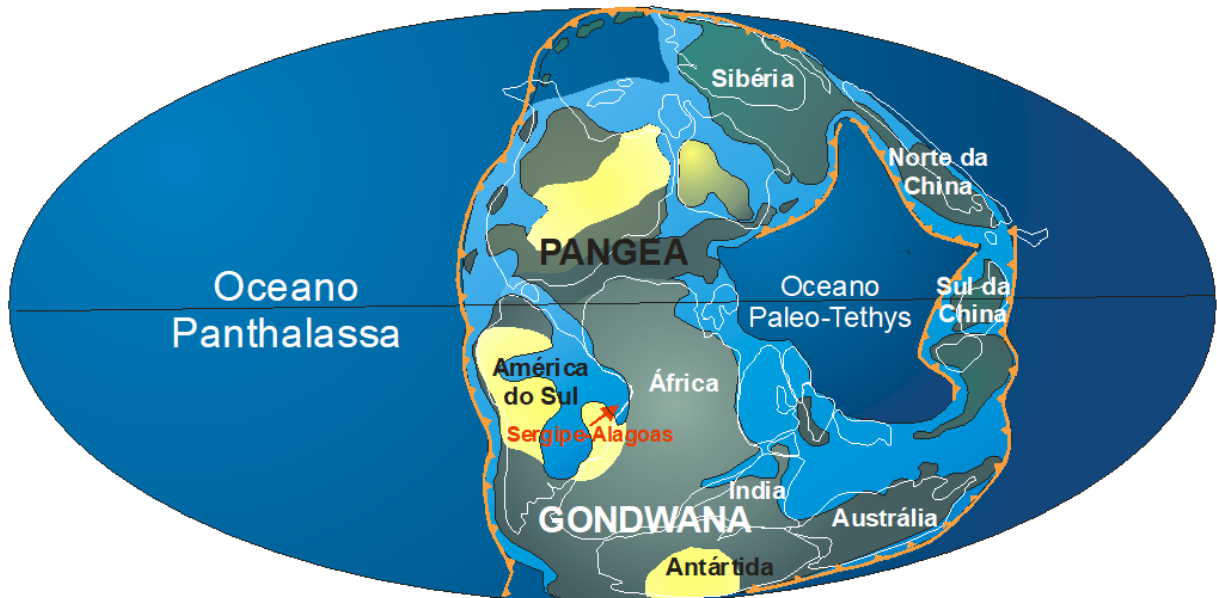


Figura 2.7. Mapa paleográfico do Permiano, mostrando os possíveis influxos marinhos que ocupariam a região da bacia de Sergipe-Alagoas durante esse período (Souza-Lima, 2006c).

2.2.3- Petrologia

Na porção superior da formação, ocorrem microbialitos do tipo tapetes microbiais com estruturas *teepees*, trombolitos e estromatólitos colunares a dômicos. Associado a esses microbialitos ocorrem também grainstones ooidais. Todos esses níveis se apresentam muito silicificados, tendo sua composição carbonática quase que inteiramente substituída por sílica (Souza-Lima, 2006e). A origem e modo de percolação desses fluidos ricos em sílica ainda não foi abordada em nenhum trabalho anterior, apenas ocorrendo citações quanto a presença de sílex no topo da formação (Feijó, 1995; Campos-Neto, 2007, Souza-Lima, 2007d, e). Essa ocorrência de sílex foi por muito tempo utilizada como diagnóstico da Formação Aracaré em campo e também em poços (Souza-Lima, 2007d).

A ocorrência dos carbonatos silicificados juntamente com nódulos de sílex intercalados a arenitos porosos no topo da formação contribuem para a redução das condições de reservatório dessas rochas (Cruz, 1994; Souza-Lima, 2007e).

2.2.4- Conteúdo fóssilífero e bioestratigrafia

A Formação Aracaré tem se mostrado até agora pouco fóssilífera. O material fóssil mais abundante nos afloramentos é constituído de trombolitos e estromatólitos que ocorrem majoritariamente silicificados e como blocos rolados. Localmente, afloram também tapetes microbiais. Apesar da

relativa abundância desse conteúdo fóssil, ainda não houve trabalhos de sistemática que pudessem classificar esses microbialitos ou auxiliar na datação da unidade.

Até o momento, apenas um tronco de Pteridófita do gênero *Psaronius* foi citado como pertencente à Formação Aracaré (Souza-Lima, 2007e). Porém, últimas coletas realizadas por Souza-Lima & Silva (2018) apresentaram um bom potencial para diversidade paleobotânica.

Brito *et al.* (1985) identificaram esporomorfos dos gêneros *Striatiles*, *Lueckinsporites*, *Limitisporites*, *Vestigisporites*, *Vittattina* e *Striatosacites* na porção basal da Formação. A partir das análises bioestratigráficas desses palinomorfos, foi atribuído uma idade Eopermiana (Sakmario – Artinkisiano) para esses depósitos.

Silva *et al.* (2019) apresentaram as primeiras evidências da presença de espículas de esponjas, comuns em outras formações deste mesmo período.

CAPÍTULO 3

O PERÍODO PERMIANO

3.1- HISTÓRIA E CRONOLOGIA

Em 1841, o geólogo escocês Rodereick I. Murchison denominou de Permiano as camadas sedimentares que se encontravam sobrejacentes às camadas carboníferas localizadas no leste da Rússia, próximo aos montes Urais. O nome do período deriva do antigo reino de Perm que ocupou a região onde foram descritas essas camadas e também da cidade de Perm que se encontra nas proximidades (Murchison, 1872 *in* Henderson *et al.*, 2012).

O período Permiano abrange o espaço de tempo compreendido entre 299 Ma até 255 Ma atrás (Ogg *et al.*, 2016). Ele é o último período da era paleozóica, sendo subdividido em Eopermiano, Mesopermiano e Neopermiano, que receberam as nomações de Cisuraliano, Guadalupiano (Kazaniano para os russos) e Lopingiano, respectivamente. O Cisuraliano foi definido nas seções tipo dos Montes Urais, Rússia. A seção tipo do Guadalupiano está localizada nas Guadalupe Mountains no Texas. Já o Lopingiano, representando o Neopermiano, foi definido em seção tipo do sudoeste da China (Henderson *et al.*, 2012; Shen *et al.*, 2013; Figura 3.1). As subdivisões do Permiano foram realizadas baseadas em bioestratigrafia de conodontes (do grego *kōnos* = cone e *odont* = dente), um microfóssil das mandíbulas de um proto-vertebrado, todas coincidindo com *datuns* de primeira aparição (Figura 3.1). No entanto, a fauna permiana se apresenta muito endêmica, o que torna difícil a correlação cronológica local baseada somente em bioestratigrafia (Henderson, *et al.*, 2012; Ross & Ross, 2018).

3.2- PALEOGEOGRAFIA

O Permiano foi um momento único na história evolutiva da Terra, com grandes mudanças globais e configurações paleogeográficas únicas (Hein, 2004; Chen *et al.*, 2013). Durante o Permiano, os continentes se encontravam aglutinados em uma grande massa continental denominada de Pangea, que se estendia de polo a polo (Hein, 2004), a qual, grosso modo, pode ser subdivida nos supercontinentes Laurasia e Gondwana. A colisão que deu origem ao Pangea ocorreu durante o Eopermiano, quando o noroeste do Gondwana colidiu com o sul da Laurasia, originando o que se chama de orogenia Altegheniana (Scotese & Langford, 1995). Durante o Mesopermiano, o Pangea atingiu sua máxima extensão com a aglutinação do terreno de Angara, na chamada orogenia Urálica (Scotese & Langford, 1995).

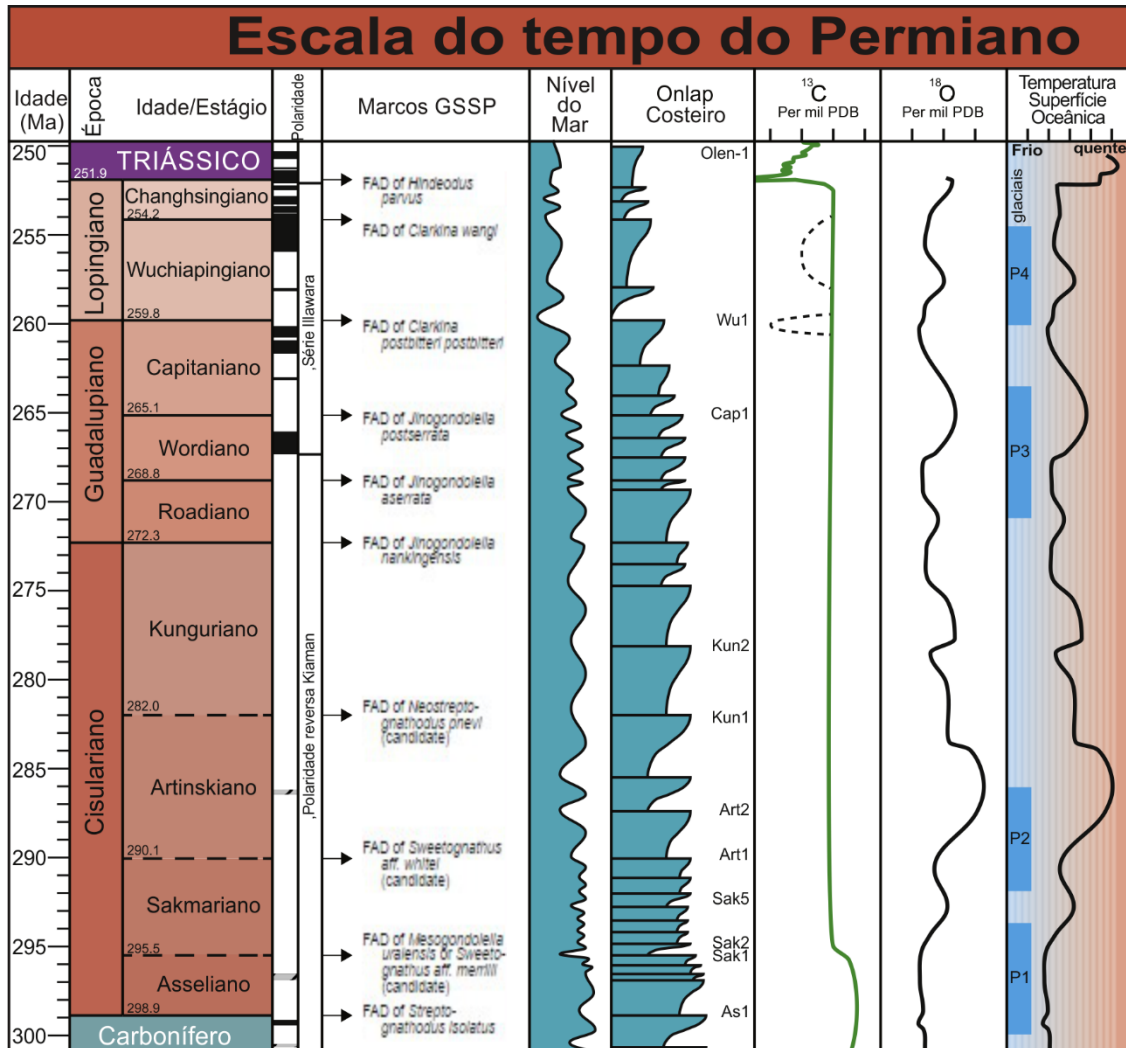


Figura 3.1. Escala do tempo geológico para o Permiano (Ogg *et al.*, 2016).

Ao redor desse supercontinente, se encontrava um mega-oceano denominado de Panthalassa, ou proto-Pacífico, que ocupava cerca de 2/3 da Terra (Figura 3.2). Espalhadas por esse imenso oceano também se encontravam algumas ilhas. Na porção mais oriental do globo, há registros de um oceano restrito, na forma de cunha, circundado por grandes massas terrestres, denominado de Paleo-Thetys (Figura 3.2), cuja abertura teria se iniciado no final do Carbonífero (Patzkowsky *et al.*, 1991; Stampfli *et al.*, 2002). Mares interiores também são retratados nas reconstruções paleogeográficas do Permiano, como, por exemplo, o mar interior que englobava o que hoje são as bacias do Amazonas e Solimões, resultado de uma transgressão vinda de oeste (Caputo, 1984 - Figura 3.3).

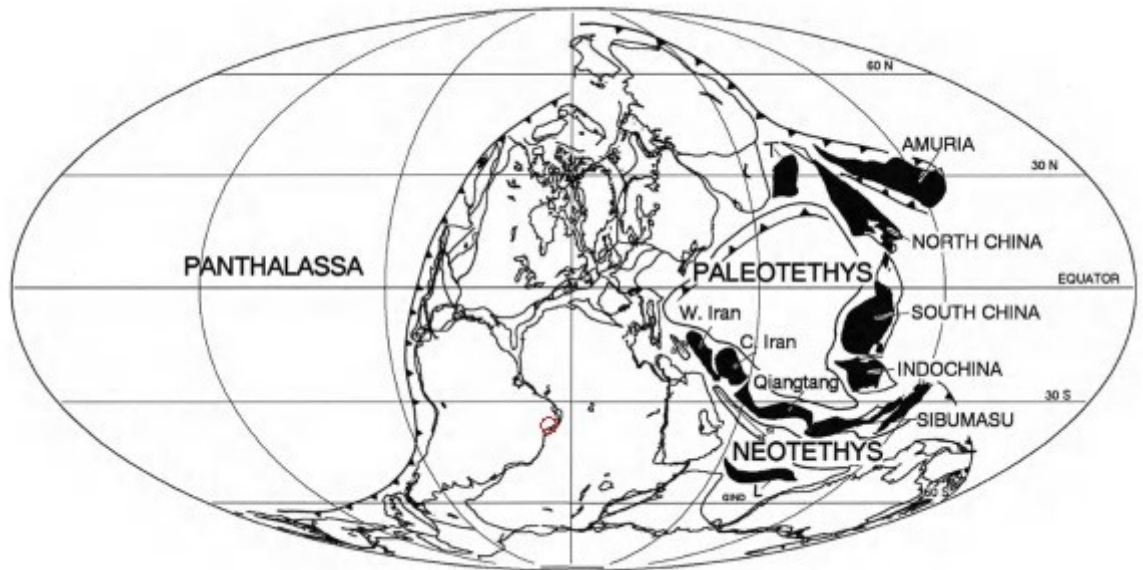


Figura 3.2. Reconstrução das placas tectônicas durante o Eopermiano - Cisuraliano (Scotese & Langford, 1995). Em vermelho, a localização da bacia de Sergipe-Alagoas à época.

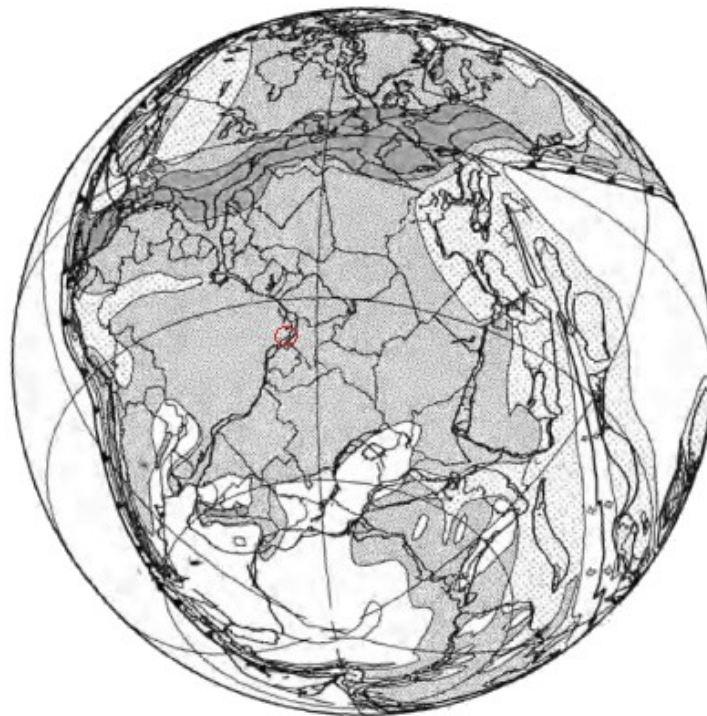


Figura 3.3. Mapa paleogeográfico do hemisfério sul do Pangea durante o Eopermiano (Cisuraliano). Áreas em branco representam oceanos ou calotas de gelo. Cores cinza claro representam terras emersas e cores cinza escuro representam áreas topograficamente mais altas. Mares interiores são representados em branco pontilhado, como no caso das bacias do Amazonas e Solimões (Scotese & Langford, 1995). Em vermelho, a localização da bacia de Sergipe-Alagoas à época.

As províncias carbonáticas permianas do Pangea estavam localizadas principalmente no oceano Paleotethys, porém também há registros de carbonatos nas margens do megaoceno Panthalassa e também associados a ilhas vulcânicas e atóis, a grande maioria em regiões paleotrópicas (Ross & Ross, 2018).

3.3- PALEOCLIMATOLOGIA

Ustritskiy (1972) afirmou que o Permiano foi um período frio, quando comparado ao Devoniano e ao Triássico e que seu clima pode ser comparável ao Quaternário, com alternâncias de clima glacial e períodos quentes interglaciais. Acredita-se que na passagem Carbonífero/Permiano, o continente Gondwana encontrava-se próximo ao polo sul (Scotese & Langford, 1995; Torsvik & Cocks, 2013). Neste intervalo de tempo, mudanças na circulação oceânica e variações do nível do mar (Isbell *et al.*, 2003) contribuíram para o estabelecimento da LPIA (Last Paleozoic ice age), mais longo período glacial do Fanerozóico (Ogg *et al.*, 2016 – Capítulo 10). Como consequência, grandes áreas do paleocontinente encontravam-se sob climas polares, com inúmeros registros de depósitos glaciais na América do Sul, sul da África, Índia, Antártica e Austrália (Parrish, 1995, Isbell *et al.*, 2012; Limarino *et al.*, 2014), incluindo algumas bacias no Brasil (Caputo, 1984; Campos Neto *et al.*, 2007; Limarino *et al.*, 2014). Fielding *et al.* (2008) identificaram, para o hemisfério sul, quatro eventos glaciais-interglaciais permianos no contexto da LPIA (P1 – P4; Figura 3.4), sendo P1 (Asseliano - Sakmiano) o que registrou maior volume de gelo. Garbelli *et al.*, 2019, estudando braquiópodos na Austrália, conseguiram demonstrar que nesses eventos, as fases glaciais se tornaram progressivamente mais curtas e menos intensas e, inversamente, as fases interglaciais mais longas. Corroborando a ideia de diversos autores sobre a ocorrência, durante o Permiano, de uma longa transição de condições de *icehouse* para *greenhouse* (Isbell *et al.*, 2012; Limarino *et al.*, 2014; Garbelli *et al.*, 2019). Como exemplo de períodos interglaciais muito quentes pode-se citar pelo a menos três eventos *greenhouse* que ocorreram no final do Kunguriano (final do Eopermiano – entre P2 e P3 – Figura 3.4), no final do Guadalupiano (Mesopermiano – após P4 – Figura 3.4) e outro no final do Lopingiano (Neopermiano – transição Permiano/Triássico), quando altas temperaturas e elevada pluviosidade foram atestadas por paleossolos carbonáticos (Retallack, 2005).

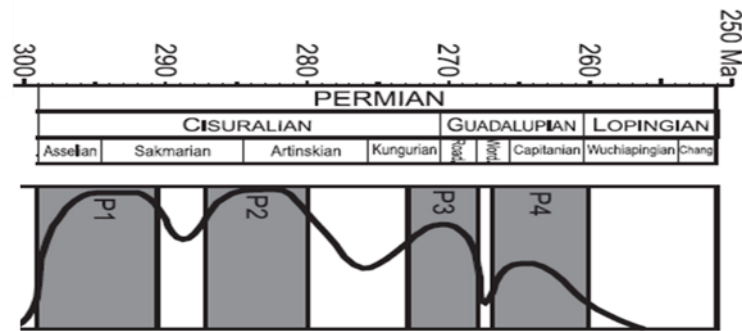


Figura 3.4. Intervalos icehouse e greenhouse do Permiano, segundo Fielding *et al.* (2008).

Durante o início do Eopermiano (Asseliano ao Artinskiano – Figura 3.1), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados, em torno de 22‰ e 23‰ (Figuras 3.1 e 3.5) foram justamente atribuídos ao final da LPIA, quando as massas de gelo continentais, ricas em O^{16} predominaram e encheram, relativamente, os mares do Eopermiano com isótopos mais pesados - O^{18} (Chen *et al.*, 2013). A deglaciação que ocorreu durante o Eopermiano também está bem marcada pela curva de variação dos isótopos de carbono obtidas em micritos carbonáticos por Scholle (1995 - Figura 3.6), onde se evidencia uma subida gradativa dos valores de δC do Asseliano ao Sakmariano (Zeng *et al.*, 2012 - Figura 3.1), em função do aumento da produtividade primária orgânica decorrente do fim glacial.

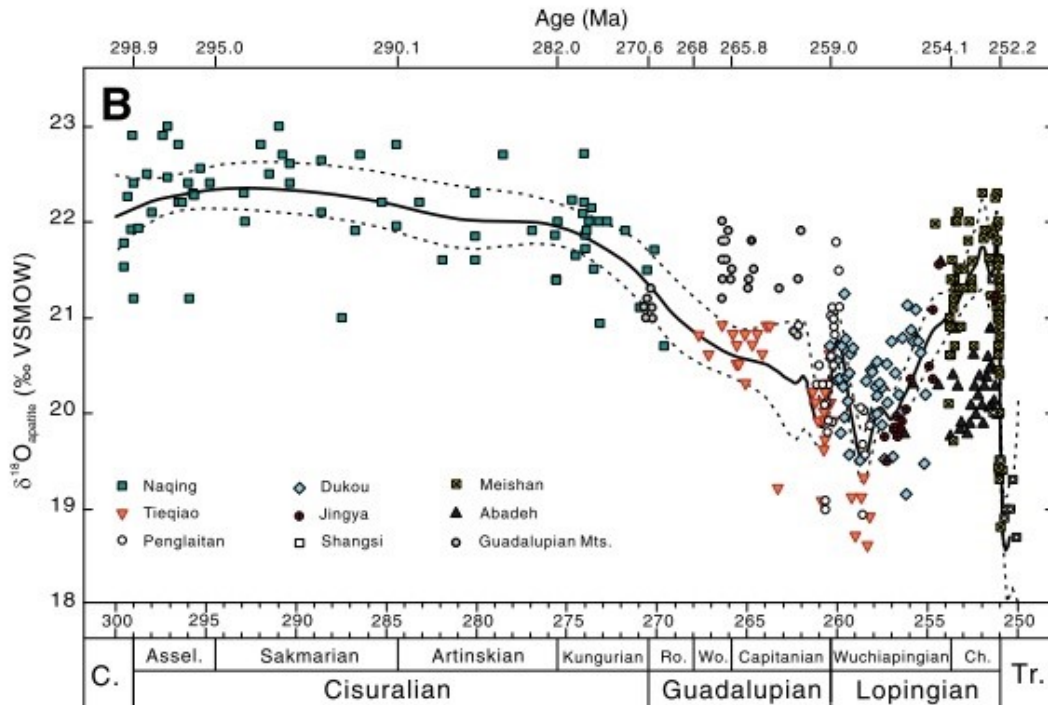


Figura 3.5. Taxa de variação dos isótopos de oxigênio durante o Permiano, baseado em análises de conodontes da China, EUA e Irã (Chen *et al.*, 2013).

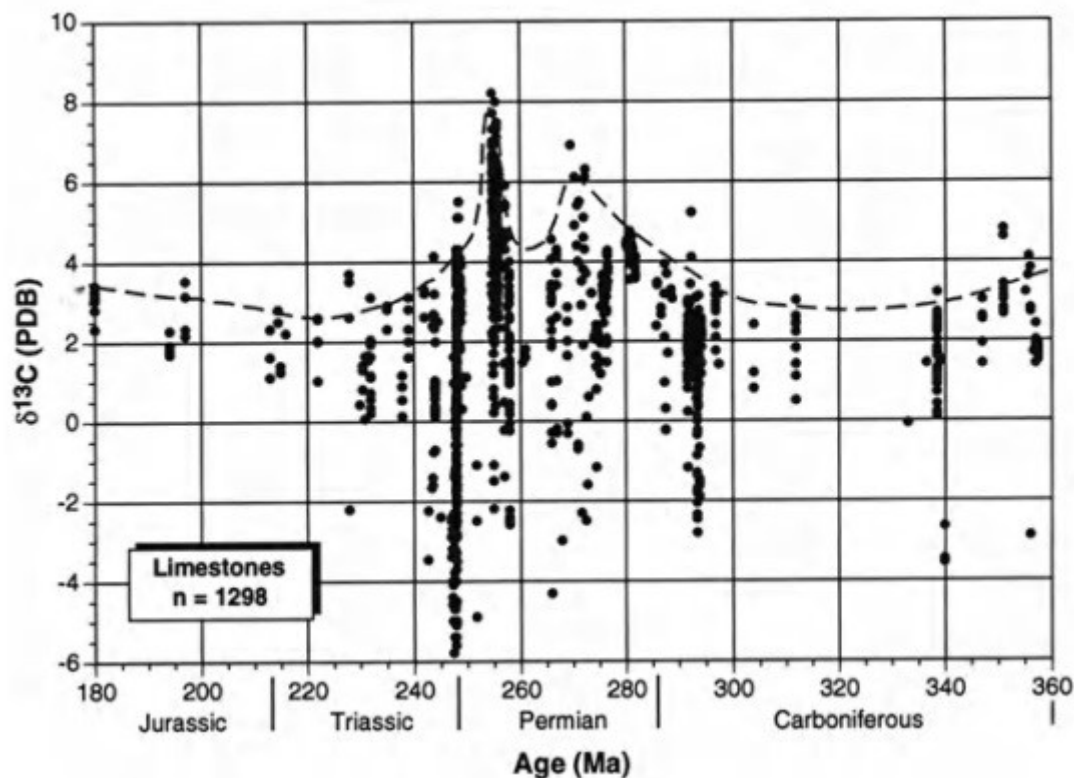


Figura 3.6. Variação isotópica de carbono desde o Carbonífero até o Mesojurássico em carbonatos micríticos. Ocorre uma leve subida nos valores durante o Eopermiano e duas quedas seguidas, uma no final do Guadalupiano e outra no final do Permiano (Scholle, 1995).

Apesar da ocorrência de inúmeros sedimentos glaciais dessa fase inicial do Permiano (Cisuraliano) relacionados a terras situadas em altas latitudes e elevadas altimetrias (Patzkowsky *et al.*, 1991), diferentes trabalhos sedimentológicos e paleontológicos apontam para a existência de mares de águas quentes e rasas em baixas latitudes (Paleo-Thetis) e durante as fases interglaciais (Dickins, 1993; Tabor & Poulse, 2008; Fielding *et al.*, 2008; Limarino *et al.*, 2014). Shi & Chen (2006), estudando oncolitos no sul da China, sugerem a existência de mares com temperaturas em torno de 25°C a 30°C, do Asseliano ao início do Sakmariano. Stevens (2010), trabalhando com corais e fusulinídeos, apontou a existência de mares quentes e rasos do Artinskiano ao Kunguriano no México e Estados Unidos. Shen *et al.*, (2013) apresentaram uma paleodistribuição de braquiópodes entre o Asseliano e o Kunguriano, alguns dos quais típicos de águas quentes e baixas latitudes. Zhang *et al.* (2013) também relatam a presença de fusulinídeos, corais e braquiópodes em rochas do Cisuraliano no plateau Qinghai-Tibet, em rochas depositadas em mares quentes.

As seguidas acreções continentais que ocorreram durante o Permiano, decorrentes da aglutinação do Pangea, exerceram forte influência na umidade no interior do continente. Montanhas paleoequatoriais (Figura 3.3) teriam contribuído também para formação de um clima de monções durante o início do Permiano, quando o grande embaçamento que existia no leste do Pangea (Paleo-Tethys; Figuras 3.2 e 3.8), contribuiu para o estabelecimento de uma boa interface oceano/terra para que ocorressem essas monções sazonais (Patzkowsky *et al.*, 1991; Eastwood, 2008). Para Forte *et al.* (2018), os ecossistemas terrestres durante o Permiano seriam compostos por um grande grupo de plantas, principalmente nas regiões paleoequatoriais. Depósitos de carvão encontrados no Eopermiano marcam a sazonalidade das monções, com períodos de extrema aridez seguidos de extrema umidade (Parrish, 1995).

As cadeias de montanhas formadas a partir dessas acreções contribuíram para um aumento da de aridez no supercontinente, através do bloqueio da circulação dos ventos provindos das regiões litorâneas. Essa expansão de regiões áridas durante o Eopermiano está bem registrada pela distribuição dos evaporitos (Figura 3.7) e arenitos eólicos presentes nas seções permianas ao redor do planeta (Rees *et al.*, 2002; Parrish, 1995). Durante o Sakmiano e o Wordiano, as regiões mais ao norte da América do Sul e África apresentariam um clima mais desértico, segundo a modelagem paleobotânica de Rees *et al.* (2002 - Figura 3.8), corroborando a teoria de que a deglaciação e as acreções das cadeias de montanhas teriam contribuído para o aumento de aridez continental. Interessante notar na figura 3.8 a existência de um braço de mar adentrando o continente Sul-americano durante o Sakmiano, que poderia ter atingindo a região da atual bacia de Sergipe-Alagoas, porém, que não mais existiria no Wordiano (Rees *et al.*, 2002). Essa proposta se baseia principalmente na existência de registros de evaporitos na América do Sul (Rees *et al.*, 2002; Da Silva *et al.*, 2007; Figura 3.7).

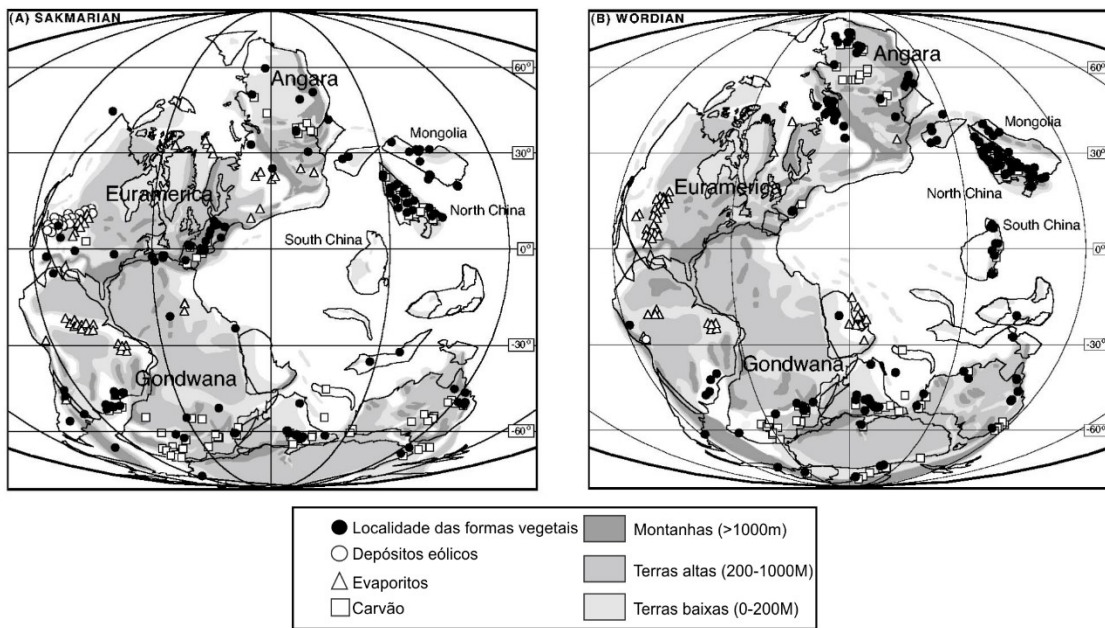


Figura 3.7. Mapa paleogeográfico do Sakmariano e Wordiano, mostrando a distribuição da flora e dos indicadores climáticos litológicos (Rees *et al.*, 2002).

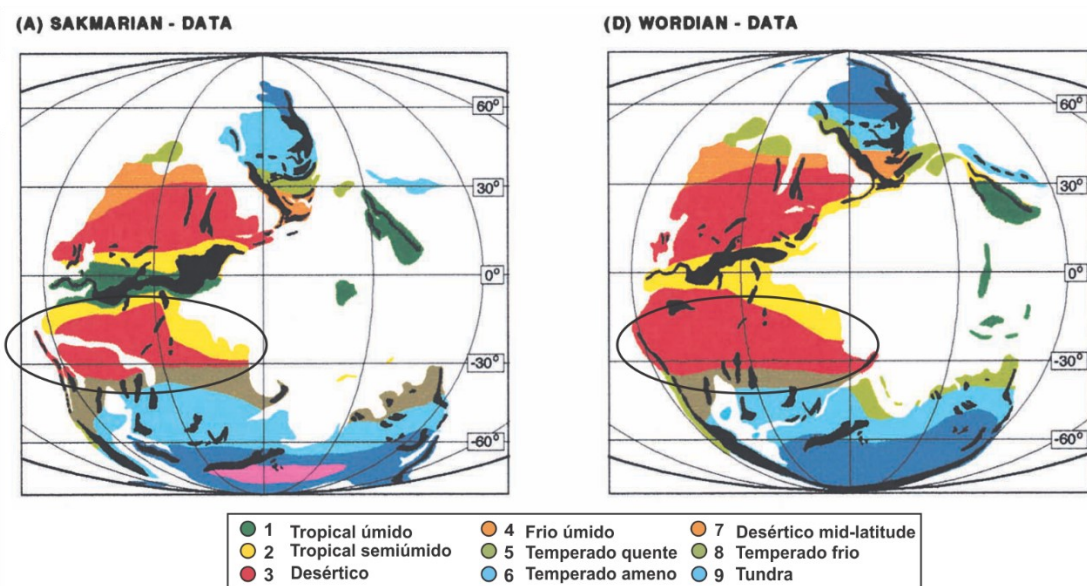


Figura 3.8. Modelagem paleobotânica para o Sakmariano e o Wordiano mostrando um clima desértico predominando nas atuais regiões da América do Sul e Noroeste da África. Notar a presença de um braço de mar no que seria a atual bacia de Sergipe-Alagoas durante o Sakmariano, mas que não existiria mais no Wordiano (Rees *et al.*, 2002).

Durante o Kunguriano (final do Eopermiano), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ começaram a decrescer (Figura

3.5) em torno de 2‰, com os menores valores sendo atingidos no final do Captaniano (final do Mesopermiano - Guadalupiano). Esses valores mais baixos indicariam um aumento de temperatura global, de cerca 3°C, o que culminou em aquecimento global, e conseqüente derretimento das calotas polares em altas latitudes. A crescente aridez relacionada ao final do LPIA teria promovido a substituição da vegetação por floras mais tolerantes a climas sazonalmente secos - coníferas e outras gimnospermas (Tabor & Poulse, 2008; Dimichele *et al.*, 2009). As mudanças climáticas e da biota terrestre promoveram uma forte mudança na composição estável de isótopos de carbono do CO₂ atmosférico e na sua concentração. Também contribuíram para esses mais baixos valores isotópicos o intenso vulcanismo da *Emeishan traps*, localizado na atual China (Chen *et al.*, 2013). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ continuaram a subir durante o Mesopermiano (Figura 3.6), porém culminando em uma queda abrupta dos valores isotópicos no limite Guadalupiano – Lopingiano (Limite Meso-Neopermiano). Essa mudança isotópica reflete a crise faunal do Permiano, que teve seu início durante esse período, relacionada a mudanças nas taxas de carbono orgânico soterrado, causado por decréscimo na produtividade orgânica e pelo incremento na continentalidade e aridez do supercontinente Pangea (Berner, 1990; Scholle, 1995).

Ao final do limite Guadalupiano-Lopingiano (Meso e Neopermiano) foi registrado um novo resfriamento, o P4 de Fielding *et al.* (2008). Esse resfriamento é bem marcado pelos dados isótopos de oxigênio (Figura 3.5) e de carbono (Figura 3.6). O resfriamento foi atribuído à fase final do vulcanismo da *Emeishan traps* (Chen *et al.*, 2013), assim como também pode ser explicado pela reversão de Illawara (melhor explicada mais adiante), que culminou em uma grande desordem climática em um curto intervalo de tempo (Chen *et al.*, 2013; Isozaki, 2010). Também durante o início do Lopingiano (Neopermiano), houve uma subida no nível do mar observada na região do Paleo-Tethys na China (Chen *et al.*, 1998 *in* Chen *et al.*, 2013). Com essa elevação da lâmina d'água, a região onde os conodontes viviam se tornaram cada vez mais profundas, acompanhando a elevação eustática. Isso explica o aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (+2‰), que indica um esfriamento climático de cerca de 7-9°C, o que seria irreal para um período não glacial (Figura 3.5). Portanto esse incremento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante o Lopingiano seriam efeitos combinados da redução da temperatura global e do aumento do nível batimétrico dos habitats dos conodontes, tornando-os mais gelados durante a transgressão marinha do Neopermiano (Chen *et al.*, 2013).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ voltam a subir durante o Neopermiano (Figura 3.6) repercutindo a tentativa de recuperação da biota terrestre. Porém, os valores sofreram outra queda abrupta próximo ao limite Permo-Triássico refletindo a grande extinção em massa ocorrida nesse período, ocorrendo um processo semelhante ao que aconteceu no limite Guadalupiano – Lopingiano (Meso e Neopermiano; Scholle, 1995). Os baixos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 3.6) também são resultados da grande quantidade de carbono 12 expelido da liberação do gás metano na atmosfera devido ao derretimento de *permafrosts* nas altas latitudes pelo intenso vulcanismo que marcou o Neopermiano e o limite Permo-Triássico

(Retallack & Krull, 2006). O Neopermiano também foi marcado por depósitos de evaporitos e *red beds*. Depósitos de carvão estão praticamente ausentes, já que a vegetação do clima sazonal de monções deu lugar a uma vegetação mais adaptada a um clima árido (Parrish, 1995; Abrantes Jr. *et al.*, 2019).

No limite Permo-Triássico os valores isotópicos de oxigênio sofrem outro recuo nas taxas (Figura 3.5), o que indica outro evento de aquecimento global, coincidente com excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 3.6) e com o intenso vulcanismo das *Siberian Traps* (Renne *et al.*, 1995 in Chen *et al.*, 2013; Sobolev *et al.*, 2011). A reunião desses fatores induziram a um novo aquecimento global (*greenhouse*) e contribuíram para a consequente extinção em massa ocorrida no limite P-T (Chen *et al.*, 2013; Abrantes Jr. *et al.*, 2019).

O clima durante o Permiano se mostrou muito variável, tanto temporalmente, quanto geograficamente como demonstrado acima. Isozaki (2010) propôs um modelo climático para explicar essa grande variação, tomando como o gatilho principal a *Illawara reverseal*. Essa teoria propõe que após um período de estabilidade geomagnética, ocorrida no Neocarbonífero, a polaridade magnética entrou em um período de grande alternância (grandes reversões) entre normal e reversa durante o final do Guadalupiano (Mesopermiano). Essa grande variação magnética teria sido causada por uma instabilidade térmica no limite manto-núcleo que culminou com o surgimento de uma super-pluma mantélica, causando, posteriormente, grandes erupções vulcânicas no final do Permiano. Essa super-pluma desestabilizou o geodínamo terrestre, que produz o campo magnético protetor dos raios cósmicos vindos do espaço, e, assim, perturbou o clima terrestre. Esse seria o motivo da ocorrência de grandes quantidades de eventos *greenhouse* e *icehouse* em um curto intervalo de tempo (Meso ao Neopermiano).

3.4- PERMIANO NA AMÉRICA DO SUL E NO BRASIL

O Permiano está representando no Brasil em depósitos nas bacias do Acre, Amazonas, Solimões, Alto-Tapajós, Parecis e Parnaíba, na região Norte do país. Na região Nordeste, as rochas dessa idade ocorrem nas bacias do Parnaíba, Sergipe-Alagoas, Jatobá, Tucano, Recôncavo e Camamu. Nas regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul, os depósitos permianos estão todos concentrados na bacia do Paraná (Figura 3.9).

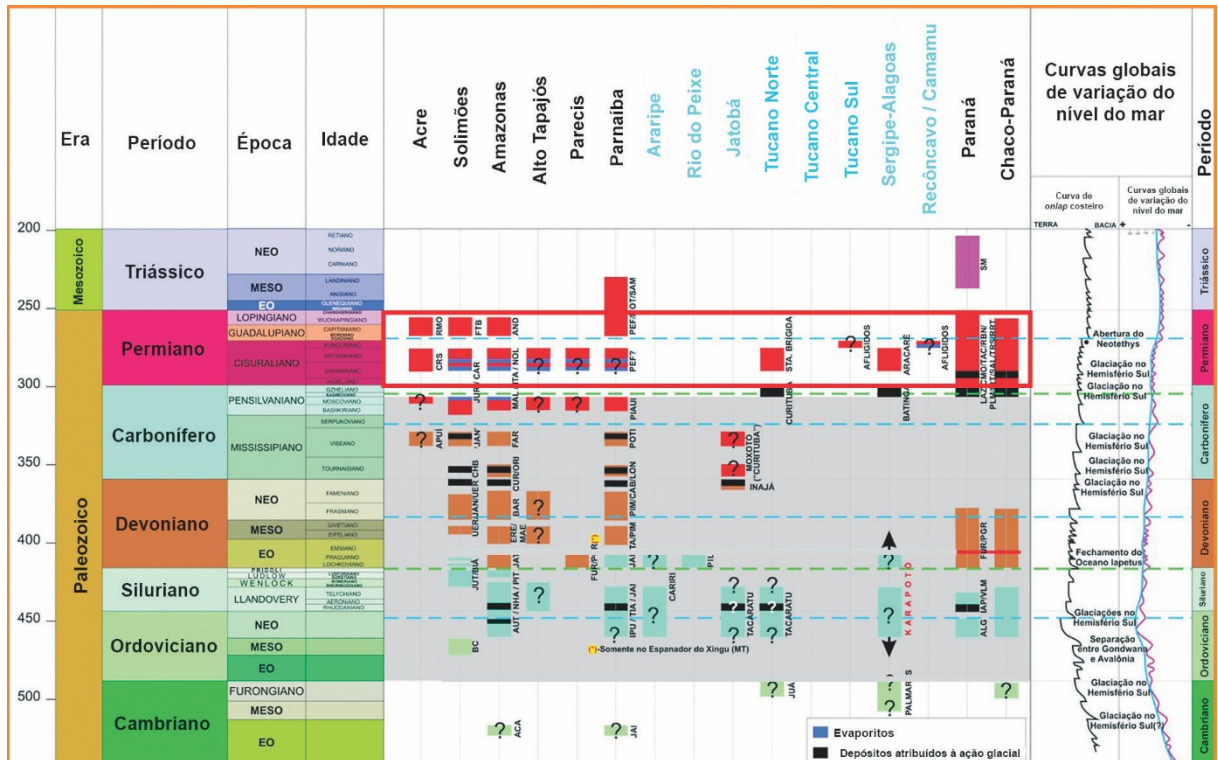


Figura 3.9. Tabela com os registros geológicos do Paleozoico no Brasil. Destacado em vermelho as sequências permianas no Brasil (Souza-Lima *et al.*, 2014).

O final do Carbonífero e início do Permiano (Asseliano) foi marcado por grandes avanços glaciais com condições mais rasas para o norte do continente Sul-americano, registrados pelo Grupo Itararé na bacia do Paraná além de sedimentos glaciais da bacia do Chaco-Paraná e do Colorado, no oeste do continente (Archangelsky & Azcry, 1988; França & Potter, 1991). Esses sedimentos seriam posteriormente afogados por uma transgressão marinha advinda do sul (Lavina & Lopes, 1987). No norte da América do Sul, ocorreram ciclos de evaporitos e calcarenitos depositados em uma baía marinha sob influência continental na atual bacia do Amazonas (Wanderley-Filho *et al.*, 2005). Esses ambientes restritos teriam sido criados por variações no nível do mar e pelos movimentos tectônicos na bacia, além da influência do Protoandes (Scotese & Langford, 1995). Enquanto isso, na bacia do Parnaíba, estavam sendo depositadas sequências fluviais e deltaicas em clima quente e árido que evoluíram para ambiente nerítico raso a litorâneo em mares epicontinentais com planícies de sabkha, sob eventuais influências de tempestades e uma aridez crescente (Góes & Feijó, 1994; Araújo *et al.*, 2016). A Formação Pedra de Fogo (Cisuriano) registra uma grande silicificação, com diversas camadas de *cherts*, produto da substituição de depósitos lacustres (Andrade & Nogueira, 2018). A Patagônia e a América do Sul eram separadas, durante esse intervalo de tempo, por uma barreira marinha no oeste do continente (Langford *et al.*, 1995).

Durante o Sakmariano, as condições marinhas continuaram predominando no oeste da América do Sul com deposição de sedimentos deltaicos e estuarinos ao longo do Paleopacífico (Limarino *et al.*,

2014). Condições mais úmidas passaram a predominar na bacia do Paraná, representadas pelos carvões da Formação Rio Bonito no leste da bacia, intercalados a sequências fluvio-deltaicas (Jatkoski & Batezelli, 2014). Esse paleoambiente perdurou até o Artinkisiano nessa região (Jatkoski & Batezelli, 2014).

Entre o Artinkisiano e Kunguriano predominaram na bacia do Paraná paleoambientes flúvio-deltaicos e lagunas restritas. A gênese de turfas se encerrou com uma transgressão que resultou nos sedimentos depositados pelas formações Palermo e Tatuí (Milani *et al.*, 2007). A partir daí, se inicia uma sedimentação mista marinha e continental com os folhelhos betuminosos intercalados a carbonatos representantes da Formação Irati (Milani *et al.*, 2007). Na bacia Amazônica, condições de restrição e aridez foram atestadas pela ocorrência de lagos salgados ou braços de mares restritos, resultando nos evaporitos da Formação Nova Olinda (Wanderley-Filho *et al.*, 2005).

No Guadalupiano (Mesopermiano), os sedimentos representantes do Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, foram depositados em um mar epicontinental, sob condições áridas e tectonicamente estáveis (Ng *et al.*, 2019). Concomitante e correlato lateralmente, ocorre o registro de um sistema fluvial representado pela Formação Corumbataí (Sohn & Rocha-Campos, 1990). Não ocorrem carvões ou depósitos ricos em matéria orgânica nesse intervalo. Em contrapartida, são registrados depósitos de *red beds*, arenitos eólicos e evaporitos que atestam o clima árido a semiárido dominante nas porções sul e central do continente (Langford *et al.*, 1995). Na porção oeste do continente predominaram magmatismo no Peru e na Patagônia (Sohn & Rocha-Campos, 1990; Langford *et al.*, 1995).

Durante o Neopermiano (Lopingiano), as Formações Corumbataí e Teresina continuaram sua deposição em regime regressivo (Milani *et al.*, 2007). Elas foram posteriormente sobrepostas pela Formação Rio do Rastro, a qual consiste de rochas depositadas em paleoambientes de planícies de inundação e lagos locais, semelhante ao que ocorre na sua contraparte africana, Grupo Beaufort, na bacia de Karoo, a leste (Warren *et al.*, 2008). No oeste do continente, na Patagônia e regiões adjacentes, predominaram depósitos continentais tipo *red beds* (Langford *et al.*, 1995; Milani *et al.*, 2007).

Os alaucógenos Recôncavo-Tucano-Jatobá possuem expressivos depósitos do Permiano, sendo essas as rochas mais próximas geograficamente das depositadas na bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 3.10). Na bacia do Recôncavo, o Permiano é representado pela Formação Afligidos, com seus Membros Pedrão e Cazumba, depositada no início desse período (Silva *et al.*, 2012a). O primeiro membro possui registro de sedimentos clásticos, evaporitos e laminitos algais depositados em provável ambiente marinho em um clima árido com tendência regressiva (Ingvald, 1995). Já o Membro Cazumba contém rochas representativas de depósitos continentais como pelitos lacustres avermelhados (Milhomem *et al.*, 2003). Já na bacia de Tucano, os sedimentos permianos estão contidos no graben de Santa Brígida, o

qual foi principal depocentro para os sedimentos paleozoicos dessa bacia. Aos sedimentos permianos dá-se o nome de Formação Santa Brígida, composta por arenitos, siltitos calcíferos e dolomitos betuminosos (Magnavita *et al.*, 2003).

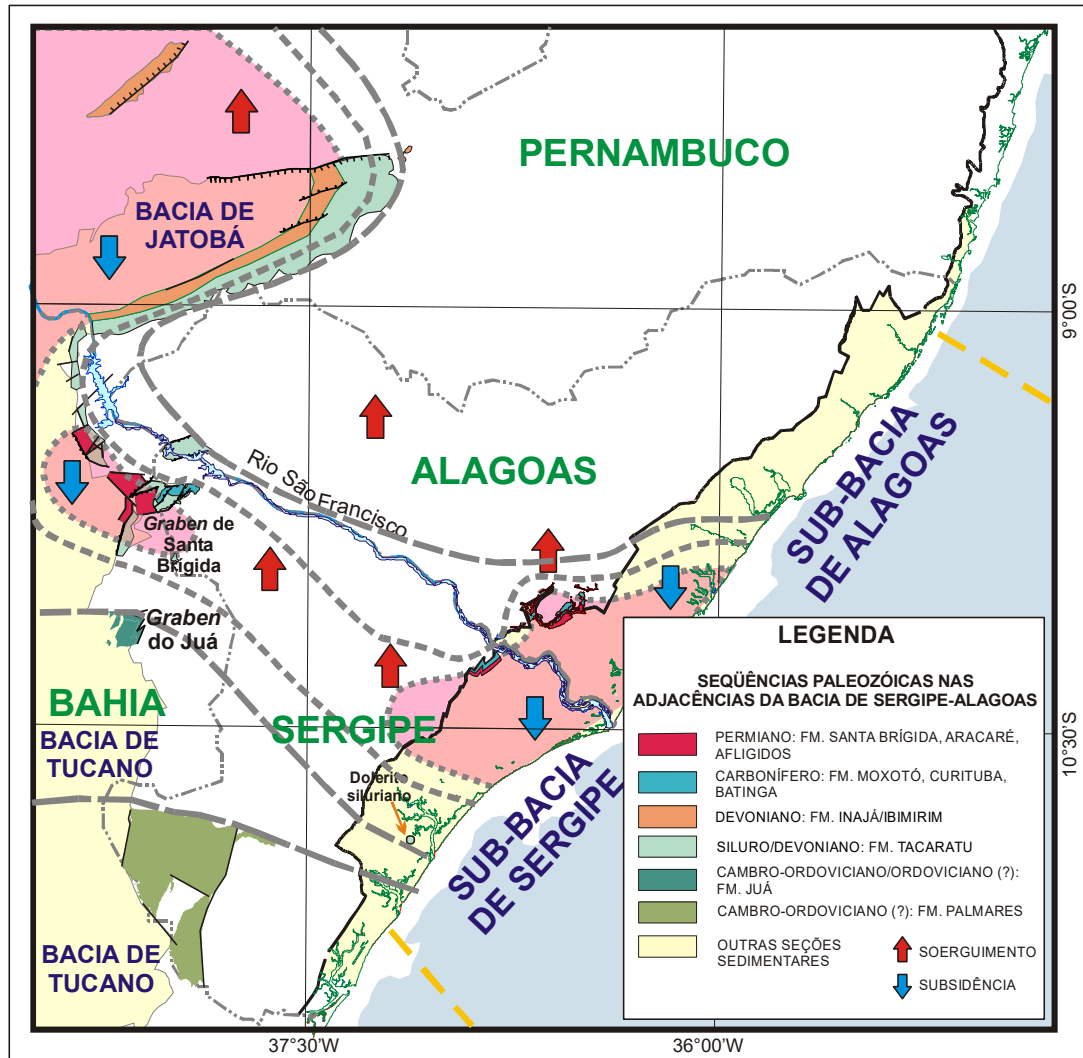


Figura 3.10. Localização de outras bacias permianas próximas a bacia de Sergipe-Alagoas. Cor vermelho arroseado representa prováveis depocentros permianos (Souza-Lima, 2006b).

No lado africano do supercontinente Gondwana, a contraparte da bacia de Sergipe-Alagoas também possui registros da sedimentação permiana (Souza-Lima, 2006d). A esses depósitos foi dado o nome de Grupo L'Agoula (Jardiné *et al.*, 1969; Kuchle *et al.*, 2011), o qual é constituído por depósitos glaciais na sua base, decorrentes da glaciação neocarbonífera, passando para pelitos betuminosos associados a dolomitos e, mais para o topo do grupo, ocorre uma seqüência de *cherts* e dolomitos associados a estromatólitos silicificados, ocorrendo também níveis pelíticos e oolíticos, depositados provavelmente em uma seqüência lacustre salina. A datação por palinologia detectou uma idade artinkisiana-kunguriana (Eopermiano) para o grupo (Jardiné *et al.*, 1969).

3.5- *CHERTS* DO PERMIANO

Cherts são rochas sedimentares constituídas quase que totalmente por sílica (SiO₂) e compostas principalmente por opala, calcedônia e quartzo microcristalino. Distribuídos por todo o registro geológico, são muito úteis em estudos paleoambientais e paleogeográficos (Gates *et al.*, 2004). Segundo Blatt *et al.* (1980), existem basicamente dois tipos diferentes de ocorrência de *cherts*: bandados, associados a folhelhos e BIFs (predominantes no Precambriano), provavelmente de origem inorgânica, e nódulos em rochas carbonáticas, centimétricos e paralelos ao acamamento (frequentes no Fanerozoico), muitas vezes associados à fontes biogênicas de sílica. Apesar destes serem interpretados, em sua maioria, como bioacumulações bacinais, de águas profundas, os *cherts* permianos têm características peculiares, que os vinculam a plataformas rasas (Gates *et al.*, 2004).

O Permiano é especialmente conhecido pela frequente presença de *cherts* entre seus depósitos. Sua origem, porém, ainda é fonte de controvérsias (Yao *et al.*, 2015; Lu *et al.*, 2019). Alguns, claramente biogênicos, são associados ao chamado Evento Global do *Chert* Permiano (*Permian Chert Event* – PCE; Murchey & Jones, 1992), à ressurgência causada pelo derretimento sazonal do gelo, que traria nutrientes e sílica para a margem noroeste do Panthalassa (Beauchamp & Boud, 2002; Yao *et al.*, 2015) ou resultado de ventos Alíseos no Paleo-Tethys, cuja ressurgência no Equador também aumentaria a produtividade de sílica (Yang & Yao, 2008). Outros, resultados de processos de substituição, sem evidências paleontológicas, com características geoquímicas diferentes ou associados a depósitos de tufos vulcânicos e carbonatos de águas quentes ainda carecem de melhores explicações quanto à origem da sílica. Alternativamente, Cecil (2014), estudando *cherts* paleozoicos em carbonatos nos EUA, sugeriu uma origem eólica para a sílica destes depósitos. Para este autor, a distribuição temporal e espacial da vasta maioria dos *cherts* sedimentares poderia ser explicada pela dissolução e reprecipitação diagenética de areias eólicas. Apesar de nenhum dos exemplos estudados por este autor ser do Permiano, a poeira proveniente de ambientes desérticos pode contribuir como fonte de sílica para ambientes marinhos rasos.

3.5.1- Silicificação

A silicificação é uma alteração diagenética que ocorre frequentemente em rochas carbonáticas, atuando de forma efetiva nos processos tafonômicos da preservação fossilífera. As ocorrências de silicificações são influenciadas pelas características particulares dos organismos, como composição (mineralogia), textura e porcentagem de matéria orgânica no organismo a ser fossilizado. Desses fatores, a presença de matéria orgânica e a solubilidade da fase mineral (composição) são os maiores influenciadores deste processo, já que ambos criam espaços na estrutura do organismo (Knoll, 1985). Os fósseis de plantas terrestres silicificadas (especialmente troncos) refletem a afinidade da sílica em substituir matéria orgânica (Boyce *et al.*, 2001). No caso da solubilidade do constituinte mineral, é

marcante a influência do pH já que valores mais altos desaceleram o processo de silicificação, enquanto valores mais baixos facilitarão a dissolução da carbonato, necessitando-se dessa forma de um valor de pH entre 6 e 9 (Cui *et al.*, 2011; Figura 3.11).

Segundo Butts (2014), a silicificação pode ocorrer de três maneiras no registro estratigráfico. O primeiro tipo de silicificação ocorre por permineralização, que consiste no preenchimento de espaços vazios de materiais porosos, como madeira e ossos fósseis. Esse preenchimento ocorre por percolação de fluidos ricos em sílica. A segunda maneira de silicificação ocorre pelo processo chamado de “*entombment*” ou sepultamento. Esse processo acontece em ambiente hidrotermal, com precipitação de sílica nos invólucros externos de materiais orgânicos, normalmente bactérias. O terceiro e último meio de silicificação é denominado substituição, o qual é pode ser chamado também de silicificação *stricto sensu*. Trata-se do principal meio de silicificação ocorrente no registro geológico. Esse processo consiste na dissolução de material esquelético/orgânico e posterior precipitação de sílica. O processo pode ser resumido como a dissolução do carbonato de cálcio dos organismos e posterior precipitação de sílica, caracterizando assim a substituição (Butts & Briggs, 2011). Dentre os grupos fósseis marinhos, os braquiópodes e algumas classes de moluscos possuem uma maior tendência à silicificação do que os demais (Schubert *et al.*, 1997). Isso se deve ao fato de que organismos calcíticos serem mais susceptíveis a silicificação do que os aragoníticos. Grupos fósseis que possuem carapaça/concha composta por calcita de baixo teor de magnésio são mais propensos a silicificação do que os que possuem alto teor de magnésio (Schubert *et al.*, 1997).

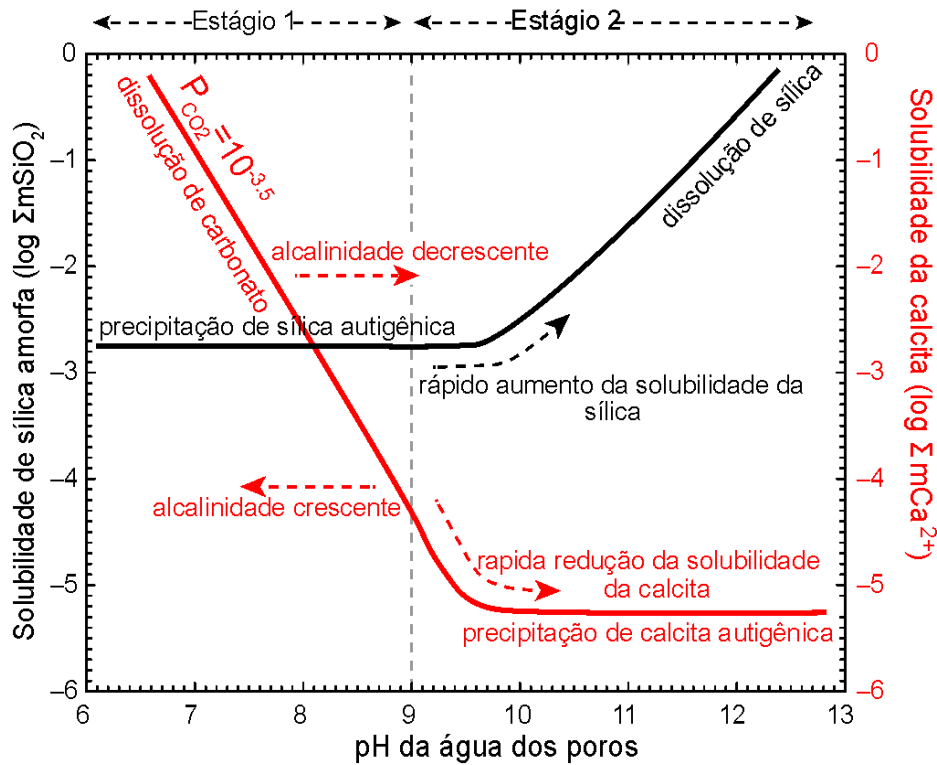


Figura 3.11. Diagrama de pH mostrando a solubilidade da sílica e de carbonatos (Cui *et al.*, 2017).

Um fator limitante importante é disponibilidade de sílica no ambiente. A concentração de sílica nos oceanos pode ser atribuída ao influxo fluvial, a sistemas hidrotermais, ao intemperismo dos sedimentos e à dissolução de materiais esqueletais silicosos. A razão Mg/Ca nos oceanos também atua como um forte componente influenciador indireto das silicificações, pois ela atua no controle da dissolução de bioclastos, afinal, para silicificar, primeiro é necessário que haja a dissolução do carbonato de cálcio (Butts, 2014).

No aspecto temporal, as silicificações possuem uma preferência por ocorrerem durante o Fanerozóico (Hesse, 1989), a maioria até o final da era paleozóica, em virtude principalmente da maior ocorrência de faunas aragoníticas no pós-paleozóico, como também pelo decréscimo da abundância de esponjas espiculadas (Schubert *et al.*, 1997). A ocorrência de silicificações também está atrelada a aspectos paleoclimatológicos, pois ocorrem preferencialmente em sedimentos depositados em períodos *greenhouse*, quando as condições climáticas foram mais favoráveis à deposição da maior parte dos carbonatos no tempo geológico. Bacias tectonicamente ativas também são grandes candidatas a apresentarem silicificações, resultado de fluidos provenientes de vulcanismos ricos em sílica (Butts, 2014).

Segundo Butts (2014), o ambiente deposicional também exerce forte influência na silicificação através da composição geoquímica da água do mar, da matriz formadora da rocha e da porosidade e

permeabilidade primárias. Knoll (1985) afirmou que as silicificações podem ocorrer em sedimentos depositados desde a área bacinal (zona batial) até a região de supramaré. Apesar dessa grande abrangência, em alguns ambientes a silicificação é mais frequente, como por exemplo, nos sedimentos depositados em ambiente marinho franco, onde ocorrem litossomas mais propícios a sofrer esse processo (Kidder & Erwin, 2001). O principal ambiente de silicificação de carbonatos no Fanerozóico é apontado por Knauth (1979) como sendo durante a eodiagênese, em regiões marinhas costeiras, mais especificamente na zona de mistura de águas meteóricas e águas conatas em sistema fechado para pressão de CO₂ (Figura 3.12). Nessa zona de mistura, os fluidos se tornariam subsaturados em calcita e supersaturado em sílica, ocorrendo, assim, a dissolução de calcita e precipitação de sílica, como mostrado no canto superior direito da Figura 3.13. A principal fonte de sílica para esses fluidos seria biogênica, provinda de espículas de esponjas, as quais foram bastante abundantes nos mares paleozoicos, especialmente durante o Permiano (Knauth, 1979).

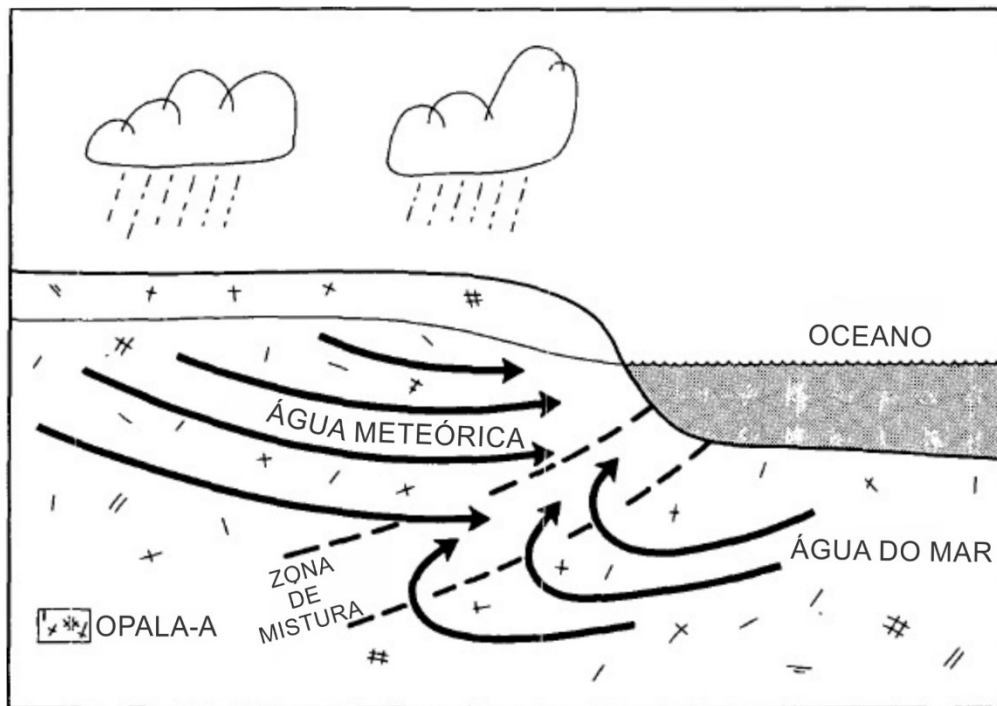


Figura 3.12. Zona de mistura de águas meteóricas e águas marinhas, aonde ocorreriam os processos de silicificação eodiagênética em carbonatos (Knauth, 1979).

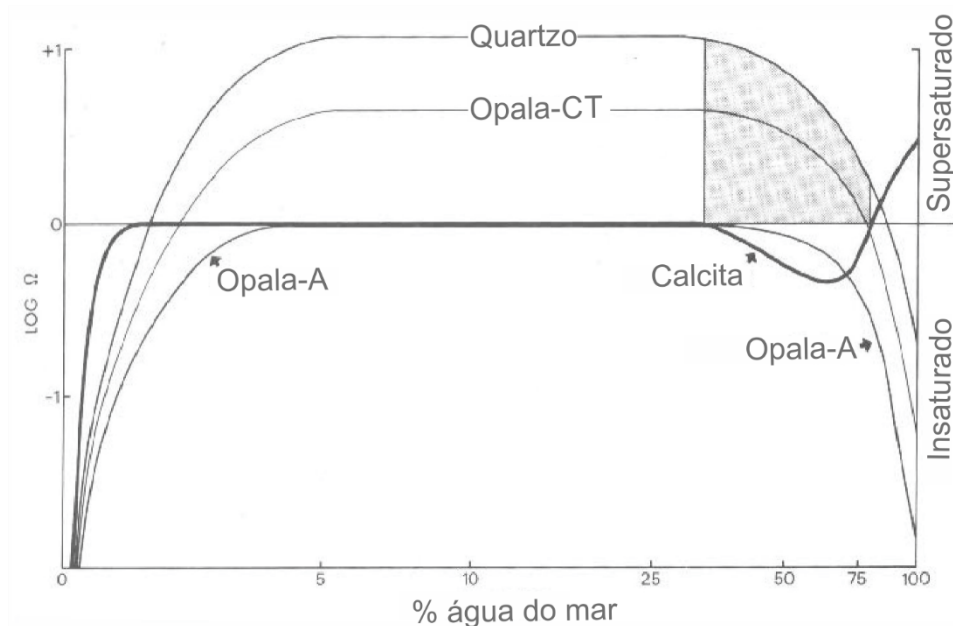


Figura 3.13. Gráfico de solubilidade de calcita e de sílica. Para valores entre zero e um, os fluidos estão supersaturados e ocorre precipitação. Entre zero e menos um, os fluidos estão insaturados e ocorre dissolução. A silicificação de carbonatos ocorre na zona hachurada, onde o quartzo e a opala substituem a calcita (Knauth, 1979).

3.5.2- Evento global do *chert* Permiano (Permian *Chert* event – PCE)

O Permiano possui um intervalo bem marcado por suas silicificações, definido com base na bioestratigrafia de conodontes e radiolários, denominado de *Permian Chert Event* (PCE) por Murchey & Jones (1992). Esse evento foi identificado primeiramente nas bacias do oeste dos Estados Unidos e definido como *Phosphoria Basin* por Ketner (2009). Trata-se de um período de tempo em que, aparentemente, ocorreu uma maior ou mais rápida produção e uma melhor preservação de sílica biogênica (Beauchamp & Baud, 2002).

O PCE durou aproximadamente 30 Ma, entre o Eopermiano e o Neopermiano (Murchey & Jones, 1992; Beauchamp & Baud, 2002). O início do evento é marcado dentro do limite Sakmariiano-Artinskiano, quando teria ocorrido um episódio de máxima inundação, vinculado à deglaciação de grandes geleiras do LPIA (final do F1 de Fielding *et al.*, 2008), que teria permitido a formação de vários mares interiores e restritos no Pangea, ricos em nutrientes provindos dos glaciais (Lavina & Lopes, 1987; Gates *et al.*, 2004). O mecanismo de abastecimento de sílica das plataformas continentais seria através de ressurgências (águas profundas, frias, densas e hipersalinas), ocorrendo principalmente em bacias com algum tipo de proteção ou restrição (Beauchamp & Baud, 2002; Gates *et al.*, 2004; Ritterbush, 2018). Assim, essas mudanças no padrão de circulação marinha nos mares epicontinentais possibilitaram a propagação das condições paleoambientais, com a proliferação dos organismos silicosos, e

diagenéticas ideais para a difusão dos *cherts* (águas mais pobres em CaCO_3 e ricas em SiO_2), principalmente em águas rasas, que se tornaram progressivamente mais frias devido ao degelo (Beauchamp & Baud, 2002; Yao *et al.*, 2015).

Os *cherts* do PCE são formados principalmente por *grainstones* de espiculitos e carbonatos silificados (Blatt *et al.*, 1980). Sua origem estaria vinculada ao que Kanuth (1979) sugeriu para origem das silificações no Paleozoico: as espículas de esponjas silicosas. O processo ocorreria durante a eodiagênese, ainda com grande influência do ambiente deposicional. Como esse tipo de alteração diagenética se forma principalmente em águas rasas e possui origem principalmente relacionada a organismos silicosos, o modelo deposicional e diagenético para a formação dessas rochas foi denominado de *glass ramps*, ou rampas de vidro, pelo fato de se formarem sempre ambientes sedimentares marinhos, com geometria de rampa (Gates *et al.*, 2004). As *glass ramps* são consideradas um modelo não atualístico pelo fato de não existirem análogos para deposição de espiculitos em águas rasas no recente (Ritterbush, 2019). Outras fácies que compõem esse modelo são carbonatos subordinados, muitas vezes de água fria, depósitos fosfáticos e dolomitos (Beauchamp & Baud, 2002; Gates *et al.*, 2004; Blomeier *et al.*, 2013 Ritterbush, 2018).

Durante o PCE, teria existido a maior e mais duradoura *glass ramp* da história (Ritterbush, 2019 – Figura 3.14). São descritos dois diferentes *cherts*, que representariam os depósitos nestas rampas: um branco ou de cores claras, um *grainstone* de espículas monoaxiônicas grandes (até 2mm de comprimento), com glauconita frequente (Beauchamp & Baud, 2002), formados predominantemente na porções de rampa interna e intermediária (Figura 3.14); outro negro ou de cores escuras, com pequenas espículas e micrita, podendo ou não estar associado a fosfatos (Gates *et al.*, 2004), cuja origem estaria relacionada à rampa externa (Figura 3.14). Em ambos, ocorreria a acumulação e o retrabalhamento de espículas soltas e bioturbação, podendo ocorrer associados: briozoários, crinoides, braquiópodos e foraminíferos bentônicos (Ritterbush, 2019).

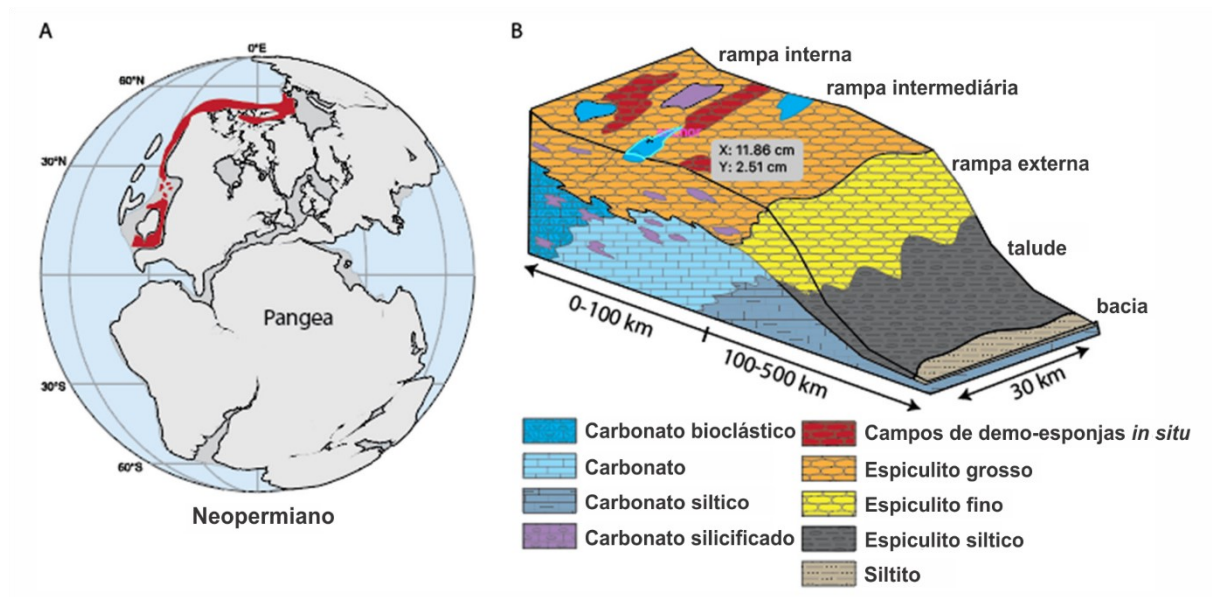


Figura 3.14. Distribuição e modelo deposicional da *glass ramp* do Permiano (Ritterbush, 2019).

O PCE terminou abruptamente no Changsingiano (Neopermiano), durante o qual ocorre uma ausência marcante de *cherts*, por 8 a 10Ma, conhecida como *Chert Gap* (Kozur, 1998). Acredita-se que esse evento estaria relacionado à extinção do Permo-Triássico, quando a água do mar teria esquentado, afetando a diversidade de organismos silicosos marinhos (Kozur, 1998; Ritterbush, 2018).

CAPÍTULO 4

METODOLOGIA

4.1- PERFIS ESTRATIGRÁFICOS

A Figura 4.1 e o apêndice 1 apresentam as coordenadas de todos os afloramentos identificados como pertencentes à Formação Aracaré. O georreferenciamento dos pontos estudados assim como a determinação de suas altitudes foi realizado com o aplicativo GPS essentials.

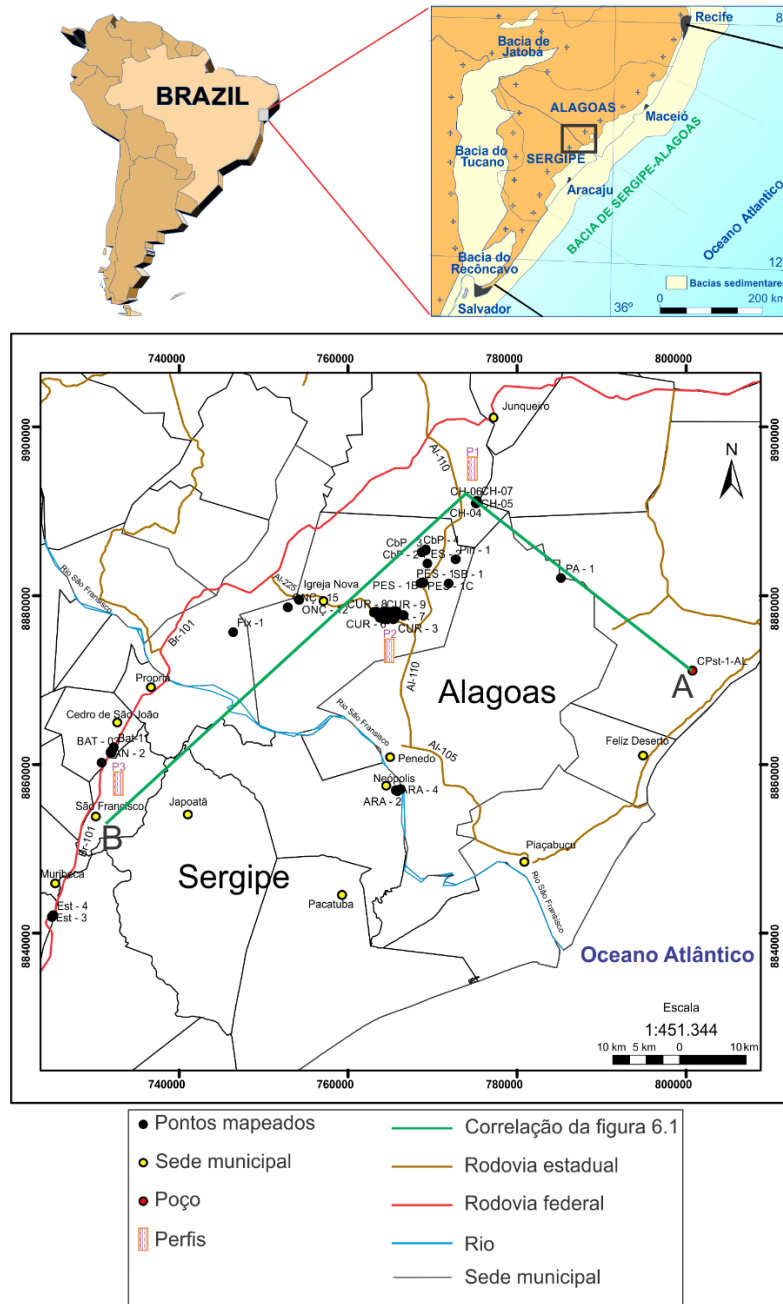


Figura 4.1. Mapa dos afloramentos mapeados (Datum *Sirgas* 2000) e dos três perfis e poço (Scharller, 1969) usado na correlação da figura 6.1.

Perfis estratigráficos de detalhe foram confeccionados na escala 1:100 ao longo dos afloramentos mais contínuos, a fim de subsidiar a devida análise faciológica vertical e reconhecimento das suas extensões laterais. Os perfis de Cabo do Pasto e Curral foram levantados utilizando afloramentos isolados e a atitude regional foi utilizada para definição da sucessão estratigráfica.

4.2- LEVANTAMENTO FACIOLÓGICO E AMOSTRAGEM

Em campo, foram reconhecidos todos os tipos litológicos presentes, com descrição de texturas, geometrias, composições, espessuras, estruturas sedimentares e biossedimentares e feições diagenéticas, para a definição de fácies sedimentares (Miall, 1978). Os registros das características da rocha para individualização das fácies foram efetuados por anotações, desenhos e fotografias.

A partir desta primeira caracterização, as fácies foram agrupadas geneticamente, correlacionadas em associações (Collinson, 1969), que repercutem condições paleoambientais, componentes dos modelos de fácies dos sistemas deposicionais (Walker, 1992). A nomenclatura de identificação de fácies seguiu a metodologia proposta por Miall (1977), em códigos; onde a primeira letra indica a litologia e as demais as estruturas sedimentares que as caracterizam. A classificação dos litotipos carbonáticos seguiu os critérios de campo propostos por Grabau (1913). Esta classificação foi associada à análise em nível microscópico, sendo então a classificação pormenorizada de acordo com os critérios texturais (Dunham, 1962). Para as rochas siliciclásticas, as litologias foram separadas de acordo com a classificação textural granulométrica proposta por Wentworth (1922). O reconhecimento das variações composicionais foi inferido in loco pelo uso de lupas de 10x e 45x.

As espessuras dos pacotes reconhecidos foram medidas com auxílio de trenas de mão, sendo inferidas através de visadas quando impossibilitado o uso da trena. Concomitantemente, foram realizadas observações geométricas, a nível mesoscópico e das relações de contato reconhecidas, quando possível observá-las. Foram feitas análises de paleocorrentes para inferir a paleogeografia à época da deposição sedimentar a partir de medições sistemáticas de estruturas que possam refletir as condições hidrodinâmicas ou aerodinâmicas em que foram geradas. As medidas neste trabalho foram realizadas de acordo com Tucker (2014), preferencialmente a partir do sentido de mergulho de estratificações cruzadas tangenciais e acanaladas e de marcas onduladas. As medidas do rumo do mergulho de estratificações auxiliaram na reconstrução da direção do fluxo e sua combinação com medidas de superfícies limitantes ajudou a definir a orientação dos sentidos dos ventos e fluxos aquosos. Os dados de paleocorrente foram plotados no programa Rozeta para geração dos diagramas de paleocorrentes.

A coleta de amostras representativas foi efetuada sistematicamente, dentro das variações das diferentes fácies reconhecidas, com o auxílio de martelo, marreta e talhadeira, sendo as rochas coletadas devidamente identificadas, orientadas e armazenadas.

4.3- PETROLOGIA

As amostras de rochas coletadas foram encaminhadas ao Laboratório de Laminação do DEGEO/UFOP (LAMIN) para a confecção de lâminas delgadas. Estas lâminas foram impregnadas com resina epoxy e com corante azul para o melhor reconhecimento das feições de dissolução e das porosidades, sendo posteriormente tingidas com soluções em 1,0% de ferrocianeto de potássio, 0,1% de alizarina e 0,15% de HCl, para a definição mais acurada do caráter calcítico/dolomítico da cimentação carbonática e diferenciação dos componentes detríticos e autigênicos (Adams *et al*, 1984).

As lâminas delgadas foram descritas a nível de microscópico ótico, no Laboratório de Microscopia do DEGEO/UFOP. Esta análise auxiliou na caracterização composicional, textural, paleontológica e diagenética, permitindo o reconhecimento das feições deposicionais e pós-deposicionais. Percentuais dos constituintes primários e diagenéticos foram determinados para todas as lâminas.

Esta etapa subsidiou a escolha das amostras mais adequadas à execução de análises geoquímicas.

4.4- GEOQUÍMICA

Foram selecionadas 40 amostras das variadas fácies para análises geoquímicas, englobando os arenitos, pelitos, *cherts* e carbonatos. A seleção das amostras incluiu quatro perfis e alguns afloramentos isolados. As amostras foram selecionadas utilizando o critério de preservação de sinal primário observado em lâmina e a representatividade da fácies ou microfácies.

As amostras mais friáveis como os pelitos e alguns arenitos foram pulverizados no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LGqA/DEGEO/UFOP) utilizando um gral de ágata e moinho. As rochas mais resistentes, como os carbonatos e *cherts* foram pulverizadas na fração 250 mesh no Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia (LOPAG/DEGEO/UFOP). Uma vez trituradas, as amostras foram homogeneizadas, secas a 105°C em estufa e resfriadas por 30 min em dessecador para posterior encaminhamento para as análises geoquímicas e isotópicas.

4.4.1- Determinação de elementos maiores, menores, traço e terras raras

A análise dos elementos maiores, menores, traço e terras raras foi realizada no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LGqA/DEGEO/UFOP). Um total de 0,1g de cada amostra foi diluído em ácidos ultrapuros e posteriormente seco em chapa aquecedora a 110°C. A diluição foi realizada na seguinte sequência: 1ml de HCl com 3ml de HNO₃; 2ml de HF; 2ml de HF (aquecimento fechado por 30h); 2ml

de HNO₃; 2ml de HCl; 2ml de HNO₃; ml de HNO₃ com 2ml de H₂O (aquecimento fechado por 30 min). Ao final da digestão por ácidos foi adicionada água Milli-Q, a fim de se complementar 20ml de solução (Figura 4.1).

As análises dos elementos maiores e menores foram efetuadas em um espectrômetro de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES), modelo Agilent Technologies 725. A leitura das amostras para determinação dos elementos traço e terras raras foi realizada em um espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP MS) Agilent, modelo 7700x. As incertezas analíticas foram avaliadas com o material de referência BRP-1 (Corval *et al.*, 2008; Meyer, 2018; Nogueira *et al.*, 2019), leituras duplicadas de quatro amostras e do branco, assim como para o ICP-OES. Para determinação do teor total de sílica foi efetuado o cálculo de PPC de todas amostras o qual foi somado ao teor em % dos demais óxidos para posterior subtração do total de 100% por esses valores.

As anomalias de Eu foram calculadas de acordo com Planavsky *et al.* (2010) através da fórmula $Eu/Eu^* = Eu_{(SN)} / [0.66 Sm_{(SN)} + 0.33 Tb_{(SN)}]$. Já as anomalias de Ce foram calculadas através da equação $Ce/Ce^* = (Ce / 2Pr - 1Nd)_{sn}$ proposta por Bolhar *et al.* (2004)

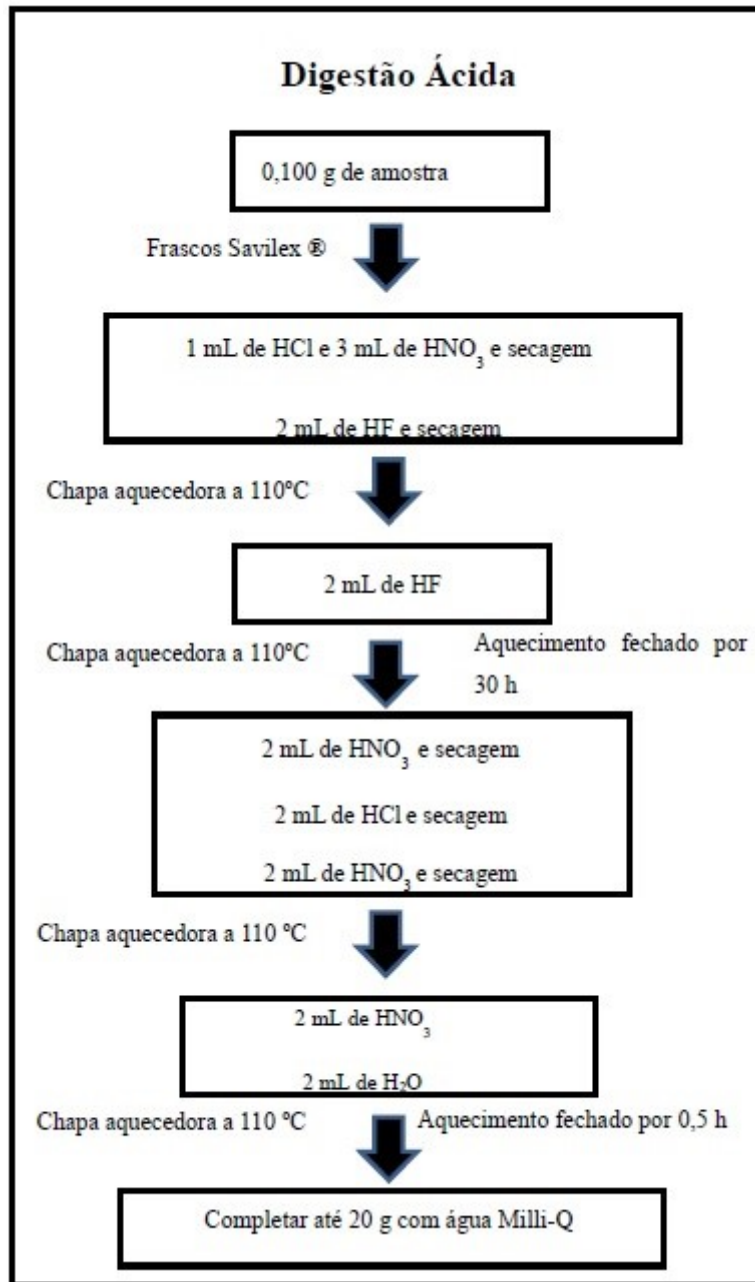


Figura 4.2. Fluxograma da digestão ácida das amostras utilizando frascos savillex para análises no ICP-MS e ICP-OES (Nogueira, 2018).

4.4.2- Isotopia de carbono e oxigênio

No Laboratório de Geoquímica Isotópica – Setor Estáveis (DEGEO/UFOP) foi efetuada a análise das razões isotópicas de carbono e oxigênio em espectrômetro de massa de razões isotópicas (IRMS) Delta V Advantage, modelo Thermo Fisher Scientific. As incertezas analíticas foram avaliadas

com o uso dos materiais de referência NBS-18 e NBS-19 e LSVEC, além de duplicatas de quatro amostras e do branco. Os resultados foram apresentados em notação δ em relação ao padrão Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) em partes per mil (‰).

4.4.3- Difractometria de raios x

Amostras de argilitos, folhelhos e siltitos foram selecionadas para análise de sua mineralogia via difratometria de raios x. Estes procedimentos foram realizados no Laboratório Difractometria do DEGEO/UFOP.

Inicialmente, foram separadas 0,5 g de cada amostra que foram tratadas com uma solução de peróxido de hidrogênio 30%, para eliminação da matéria orgânica. Para tal, adiciona-se a cada tubo 6 ml de solução, gota a gota, durante 3 dias. Em seguida, adiciona-se 5 ml de água deionizada para lavagem do resíduo, centrifuga-se a solução por 15 minutos, à rotação de 300 rpm para eliminação do sobrenadante. Posteriormente, seca-se o resíduo em estufa a 50°C, por 2 horas e, após resfriamento, este é transferido para placas de Petri. Reduz-se, então, a granulometria de cada amostra com o auxílio do graal e pistilo de ágata até 200 mesh, aproximadamente. Finalmente, cada amostra foi disposta em um disco para leitura no difratômetro de raios x da marca PANalytical EMPYREAN. Os dados foram interpretados com o programa PANalytical X'pert HighScore Plus.

4.5- CONFECCÃO DOS PERFIS ESTRATIGRÁFICOS E MAPAS DE FÁCIES

Foram confeccionados cinco perfis estratigráficos utilizando planilhas de descrição de afloramentos carbonato-siliciclásticos e posterior padronização das simbologias com o auxílio do software livre *Sedlog* 3.0 (Zervas *et al.*, 2009) e do programa Corel Draw.

O mapa de fácies foi elaborado inicialmente no software Arcgis 10.1 a partir dos afloramentos mapeados. Posteriormente o mapa foi finalizado com Corel Draw.

4.6- ANÁLISE DOS DADOS

Os dados geoquímicos das rochas siliciclásticas foram plotados em gráfico binário para classificação geoquímica (Bhatia, 1983) e discriminação paleoclimáticas (Suttner & Dutta, 1986). Na análise dos carbonatos silicificados os resultados foram plotados em diagramas ternários para diferenciação entre fontes biogênicas ou hidrotermais da silicificação (Murray, 1994).

Os resultados da concentração dos elementos terras raras e de alguns elementos traço foram normalizados em relação ao Post Archean Australian Shale (PAAS; Taylor & McLennan, 1985). Os gráficos de distribuição de elementos terra raras foram confeccionados a partir de planilhas Excel.

Os dados de isótopos estáveis obtidos foram tratados em relação a si, verificando a correlação

dos sinais de O e C (Veizer, 1993). As razões isotópicas também foram correlacionadas em relação aos parâmetros geoquímicos de alteração diagenética (Fe/Sr, Mn/Sr, Ca/Sr, Rb/Sr e Sr), a fim de se averiguar a representatividade dos sinais do ambiente primário preservados (Veizer, 1993; Banner & Hanson, 1990; Folling & Frimmel, 2002).

CAPÍTULO 5

O PERMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Apesar da seção tipo da Formação Aracaré ser o Morro do Aracaré, em Neópolis/SE (Scharller, 1970), os melhores afloramentos da seção estão localizados ao redor do Domo de Igreja Nova, próximo à cidade homônima. O perfil com melhores exposições e maior continuidade é o perfil de Chã do Remígio (Figura 5.1). As demais exposições são predominantemente de afloramentos isolados, como, por exemplo, os pontos da área de Curral de Cima. Os contatos inferiores, quando possível observar, ocorrem sempre abruptos, ora com diamictitos ora com ritmitos da Formação Batinga (Carbonífero). Nos perfis de Chã do Remígio (Figura 5.1), Cabo do Pasto e BR-101 (Figura 5.2) os contatos são observados diretamente com os diamictitos do Mb. Mulungu. Já no perfil de Curral de Cima, o contato é com os ritmitos do Mb. Boacica (Figura 5.3).

Os perfis levantados são compostos predominantemente por arenitos estratificados com intercalações de carbonatos de perimaré e de submaré quase inteiramente silicificados e pelitos subordinados. O afloramento da BR-101 é uma exceção, já que ele é formado predominantemente por pelitos (Figura 5.2) com algumas intercalações de carbonatos e nenhum arenito. As características petrogenéticas mais marcantes são, sem dúvida, as cimentações e substituições por sílica nos carbonatos, principalmente por sílica microcristalina, originando os *cherts* (Hesse, 1989). Além de produzir os *cherts*, os fluidos ricos em sílica também permineralizaram troncos de pteridófitas e gimnospermas (Schubert *et al.*, 1997; Souza-Lima & Silva, 2018).

5.1- ANÁLISE FACIOLÓGICA E ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Foram definidas 28 fácies sedimentares (Tab. 5.1), as quais foram agrupadas em seis associações de fácies (Tab. 5.2). As associações de fácies foram ordenadas de acordo com a distância do depocentro da bacia, começando pelo sistema mais proximal. Assim, a AF1 foi interpretada como continental e está representada principalmente por arenitos finos a médios com estruturas de tração variadas, interpretada como deposição fluvial e principalmente eólica. Ao longo do perfil de Curral de Cima (CUR) e alguns afloramentos isolados foram encontrados abundantes troncos rolados de pteridófitas e gimnospermas (Souza-Lima & Silva, 2018; Figura 5.4). As associações de fácies AF2, AF3 e AF4 representam sistemas costeiros de planície de maré, laguna e depósitos da zona de *shoreface*, respectivamente. Nas AF2 e AF3 predominam microbialitos estratiformes, *packstones* e pelitos mistos com algumas dessas fácies contendo estruturas de ressecamento e exposição. Já a AF4 é composta essencialmente por arenitos com

estruturas formadas por ondas. As AF5 e AF6 são compostas pelas fácies mais distais interpretadas, sendo estas representadas predominantemente por carbonatos de submaré depositados em barras oolíticas, recifes microbiais e *tidal deltas*. Esses subambientes representariam a coroa ou barreira da plataforma carbonática e a conexão entre os meios de energias distintas.

Tabela 5.1. Fácies sedimentares da Formação Aracaré

SIG LA	NOME	DESCRIÇÃO	PROCESSO	AF
Diam	Diamictito	Paraconglomerado oligomítico do Mb. Mulungu, Fm. Batinga	Fluxos de detritos de alta energia associado a um ambiente sub-glacial.	-
Coq	Coquina	Calcarenito bioclástico silicificado formado por aglomerado de conchas de bivalvos substituído por calcedônia. Ocorrência restrita ao perfil de Chã do Remígio e espessura decimétrica.	Depósitos de tempestade, remobilizando bioclastos e os acumulando na zona de <i>shoreface</i> superior.	AF4
At	Arenito com estratificação tangencial	Arenito branco fino a médio maduro, por vezes bimodal, com manchas avermelhadas e também na cor bege alaranjada. Possuem seleção de moderada a boa, grãos subarredondados e esfericidade moderada a boa. A maturidade mineralógica é alta. Ocorre em todos os perfis e as estratificações são predominantemente de grande porte medindo cerca de um e dois metros. Cimentado por sílica	Migração de duna ou barra 3D em regime de fluxo inferior	AF1

Ap	Arenito com estratificação cruzada planar	Arenito bege, médio com porções mais grossas. Seleção moderada a ruim, maturo, maturidade mineralógica moderada a alta. Possuem estratificações de porte médio a pequeno chegando no máximo até um metro. Seus contatos basais são erosivos. Cimentação por sílica	Migração de forma de forma de leito 2D em regime de fluxo inferior.	AF1
Pi	<i>Packstone</i> intraclástico	<i>Packstone</i> silicificado de cor branca acinzentada, laminado, contendo por vezes laminações irregulares milimétricas a centimétricas de siltito ou margas, de superfície ferruginosa. Seus principais componentes são clastos de microbialitos e extraclastos de quartzo. Assim como a fácies Wm também apresenta microporosidade disseminada.	Deposição de partículas carbonáticas em ambiente de energia moderada a alta com ação de correntes e possíveis tempestades.	AF2
Tm	Tapete microbial	Microbialitos estratiforme formando um biostroma com lâminas centimétricas, muito silicificado e com estruturas de exposição como <i>tepees</i> e fenestrais. Por vezes ocorre intercalado por milimétricas lâminas de pelitos entre as camadas. Possui espessuras métricas e boa distribuição nos perfis.	Precipitação química e trapeamento de partículas carbonáticas por atividade microbiana (<i>Bindstone</i>) em forma de esteiras associado a períodos de exposição subaérea com processos de dissecação e expansão por hidratação. Silicificação secundária.	AF2
Wm	<i>Wackstone</i> maciço	<i>Wackstone</i> branco com manchas avermelhadas, aspecto pulverulento,	Deposição de partículas carbonáticas em ambiente de	AF2

		silicificado e quase totalmente microporoso. Possui estrutura maciça e ocorrência localizada. Seus principais constituintes são extraclastos de quartzo, oncolitos e micas com leve orientação. Também ocorrem alguns poucos intraclastos de microbialitos.	baixa energia com esporádicas correntes verificada pela leve orientação das micas. Reflete subambientes de submaré/intermaré restritos com posterior silicificação e pulverização.	
Sv	Siltito verde	Siltito maciço bem compactado de cor verde por vezes acinzentada, com espessuras decimétricas a métrica.	Decantação de partículas de silte por suspensão em ambiente de baixa energia, em condições disóxicas/redutoras.	AF3
Sb	Siltito bege	Siltito argiloso laminado de coloração bege a ocre e por vezes vermelho com cimentações localizadas.	Deposição por decantação em condições de águas calmas e oxidantes	AF2 AF3
Sr	Siltito vermelho	Siltito vermelho maciço de ocorrência restrita e espessura centimétrica.	Deposição por decantação em ambiente de baixa energia e condições oxidantes.	AF2
Ao	Arenito com marcas onduladas	Arenito bege a branco, fino, quartzoso a micáceo, com seleção moderada a boa e acamamento ondulado, sendo na maioria das vezes assimétrico possuindo comprimento de onda de 3 cm em média.	Retrabalhamento dos sedimentos de fundo por fluxos unidirecionais.	AF1
Am	Arenito maciço	Arenito fino a médio, por vezes argiloso localmente, quartzoso a micáceo, branco a ocre, bem	Deposição em ambiente de alta energia com possível	AF1

		selecionado, maciços, podendo ocorrer nódulos de sílex acompanhando o acamamento.	contribuição por decantação de argilas.	
Ac	Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo	Arenitos bege claro quartzoso e micáceo, fino a muito fino com porções argilosas e laminações cruzadas de baixo ângulo por vezes pouco nítidas.	Deposição por meio da ação do fluxo e refluxo gerados por ondas	AF4
Af	Arenito com fluidizações	Arenito cinza fino a médio, bem compactado, cimentado por sílica e contendo estruturas de escape de flúidos em formato circular.	Fluidização de sedimentos saturados em água em regimes de alta taxa de sedimentação e consequente escape de flúidos.	AF1
Goo	<i>Grainstone</i> ooidal	Calcarenitos médios a grossos de coloração bege alaranjada, silicificados, por vezes ferruginizado, ocorrendo em espessuras decimétrica a métrica. Por vezes ocorrem alguns bioclastos como possíveis moluscos e espículas de esponjas, além dos oncólitos e muitos oólitos por vezes pouco discerníveis por causa da silicificação e dissolução.	Migração de barra oolítica em ambiente submarino de alta energia com contribuição bioclástica, formando o principal componente da barreira carbonática.	AF5
Gi	<i>Grainstone</i> intraclástico	Calcarenito médio de coloração bege a avermelhada, ferruginizado e muito silicificado, ocorrendo em pequenas espessuras, contendo por vezes franjas prismáticas e fibrosas reliquiares da cimentação eodiagenética carbonática. Contém também partículas ooidais,	Precipitação carbonática de alta energia com remoção do substrato por correntes e ondas de tempestade. Pode refletir canais de maré ou <i>tidal inlets</i> .	AF2 AF6

		extraclastos de quartzo e alguns bioclastos		
Gob	<i>Grainstone</i> aoolítico bioclástico	Camada centimétrica de calcarenito bege silicificado contendo abundantes oóides e bioclastos e consideráveis bioclastos. Possui boa seleção e cimentação de sílica. Sua distribuição é bastante restrita e possui espessura decimétrica.	Sedimentação na zona de <i>shoreface</i> em alta energia, com mobilização de bioclastos e partículas ooidais.	AF4
Hl	Fácies heterolítica lenticular	Camadas centimétricas a decimétricas de pelitos interestratificados a arenitos finos. Apresenta coloração variando de cinza clara a marrom escuro, predominando o acamamento lenticular, com recobrimento das calhas e cristas de laminação por lâminas de areia muito fina	Depósitos formados por alternância nas condições de tração e suspensão.	AF2
Mul	<i>Mudstone</i> laminado	<i>Mudstone</i> laminado de cor laranja bem compactado e dolomitizado. Por vezes também ocorre em coloração vermelha ferruginizada. Contém extraclastos de quartzo em tamanho silte/lama.	Decantação de partículas carbonáticas em ambiente de baixa energia, como laguna costeira restrita. Reflete porções da laguna exposta a influxo meteórico que acarretou na dolomitização.	AF3
Ml	Marga laminada	Rocha muito alterada por intemperismo, de cor predominantemente branca e laranja com porções vermelhas. Possui laminações milimétricas e porção	Sedimentação por decantação e precipitação de sedimentos mistos carbonato-siliciclástico em ambiente de baixa energia.	AF2

		carbonática completamente silicificada, além de inúmeros nódulos de sílex de tamanho variando de 5 cm a 25 cm.		
Fe	Folhelho escuro	Folhelhos de coloração normalmente cinza escura ocorrendo em camadas centimétricas a decimétricas. Apresenta também pequenas laminações oxidadas.	Decantação de argilas em águas calmas em ambiente disóxico/anóxico com possíveis exposições periódicas.	AF3
Fc	Folhelho claro	Folhelho de coloração bege a ocre alaranjada com porções avermelhadas. Ocorre em espessuras centimétricas.	Decantação de argilas em ambiente oxidante de baixa energia.	AF2
R	Ritmito	Sucessão de folhelhos e siltitos cinza esverdeados em camadas centimétricas distribuídos de forma rítmica.	Alternância entre decantação e tração de sedimentos por controle sazonal.	-
Est	Estromatólito	Estromatólito com laminações bem definidas ocorrendo na maior parte das vezes silicificado. Ocorrem com morfologia colunar a planar e também arborescente e espessura centimétrica a métrica. Alguns litotipos apresentam gretas de contração, já outros apresentam topo ondulado. Possuem alguns bioclastos de conchas encrustados.	Bioconstrução microbial em ambiente de energia moderada a baixa dependendo da estruturação.	AF2 AF5
Br	Brechas mistas	Brechas intra e extraformacional, grão-suportada, polimítica contendo grãos siliciclásticos de quartzo e	Canais de tempestade em ambiente marinho raso associado	AF6

		partículas carbonáticas de intraclastos e poucos bioclastos. Os grãos se apresentam angulosos e por vezes com algum arredondamento. A matriz margosa é marrom escura e se encontra completamente silicificada.	a barras oolíticas e aos recifes microbiais.	
Tr	Trombolitos	Trombolitos de cor vermelha a cinza com coágulos brancos, rugosos e ocorrendo sempre na forma silicificada em pacotes com espessuras variando de centímetros a metro.	Bioconstrução microbial em ambiente de energia moderada a alta pós laguna protegida formando <i>barrier reefs/mounds</i> microbiais.	AF5
Mm	Marga maciça	Rocha mista fina a média de cor bege com porção carbonática dolomitizada, contendo numerosos extraclastos de quartzo e possíveis bioclastos.	Decantação de partículas carbonáticas e terrígenos em ambiente de baixa energia e posterior dolomitização.	AF3
PS	Paleosolo	Paleosolo silcrete branco fraturado de ocorrência restrita. Possui marcas de ressecamento	Pedogênese em topo de topo de duna eólica em clima semiárido.	AF1

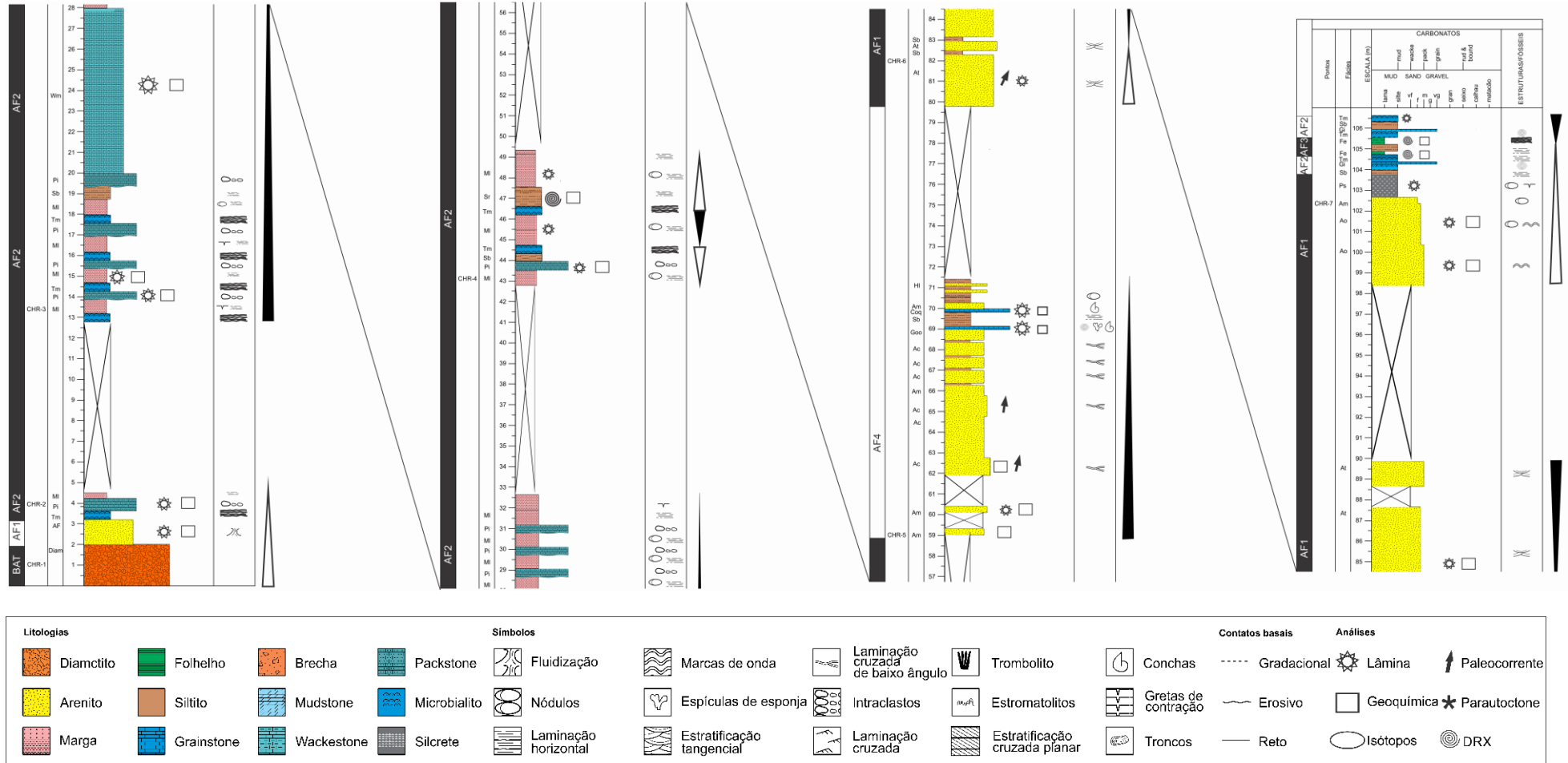


Figura 5.1. Perfil vertical da seção de Chã do Remígio.

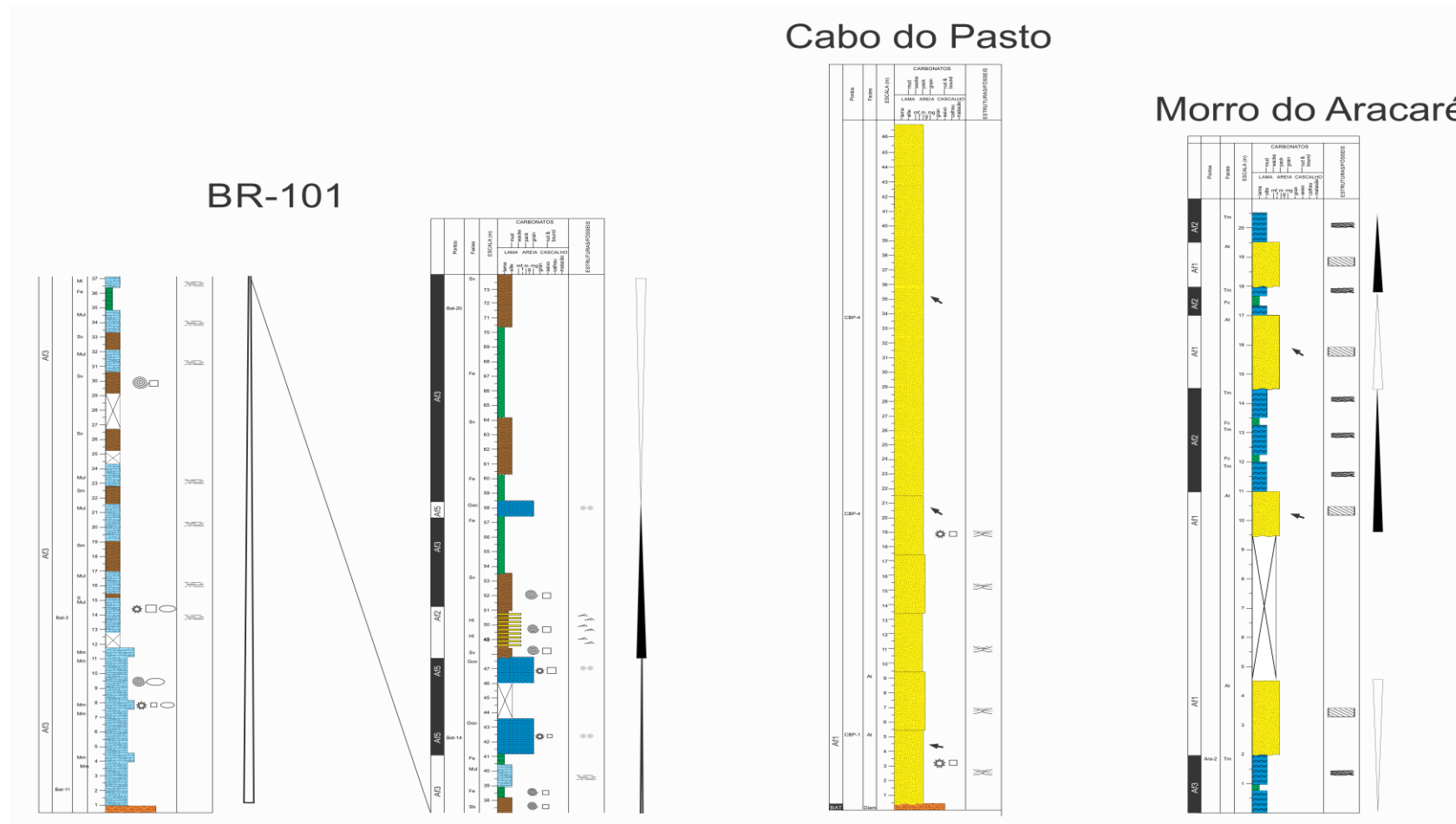


Figura 5.2. Perfis verticais das seções da BR-101, Cabo do Pasto e Morro do Aracaré. Legendas nas figuras 5.1 e 5.3

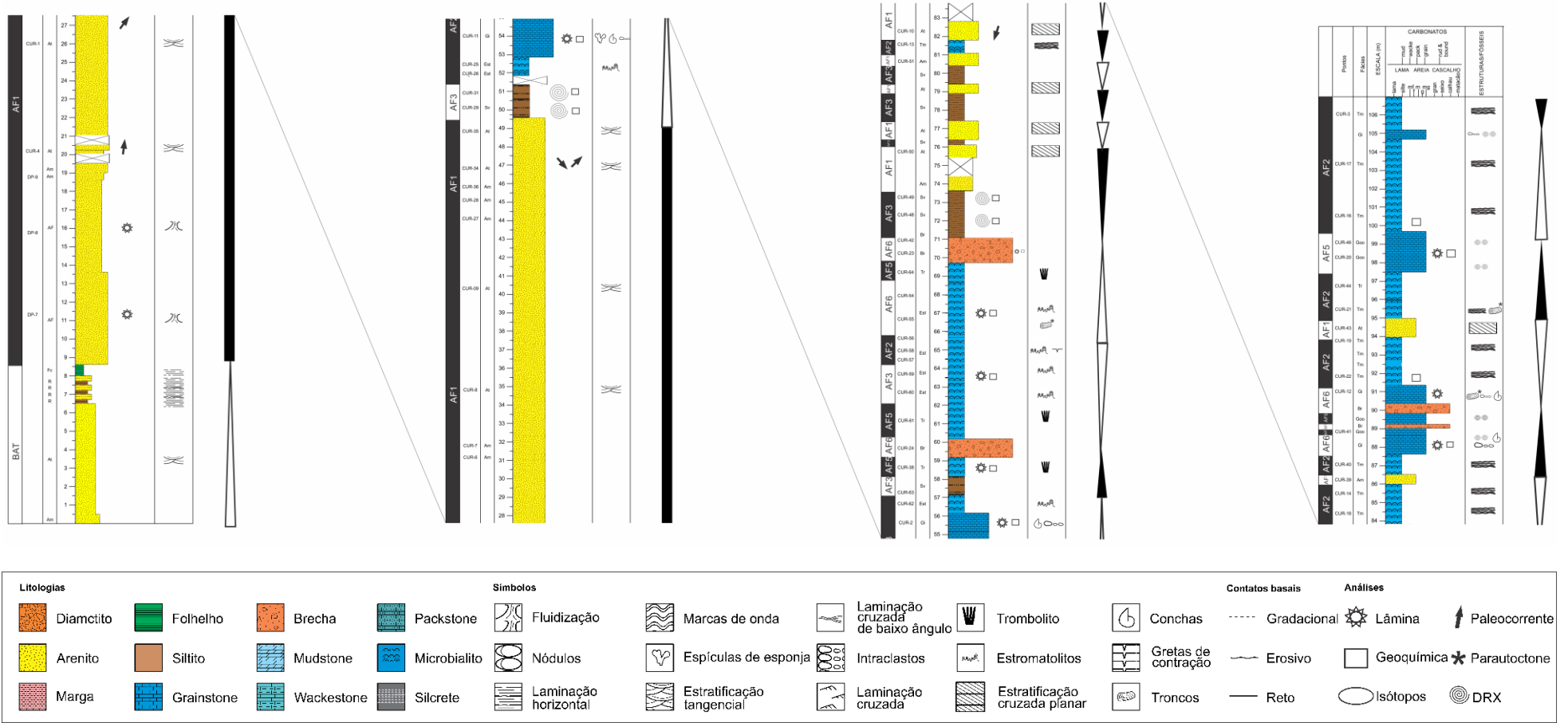


Figura 5.3. Perfil vertical da seção de Curral de Cima

Tabela 5.2. Descrição e principais componentes das associações de fácies da Formação Aracaré

AF	FÁCIES	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
AF1: Continental flúvio- eólico	At, Ap, Ao Af, Am, Ps, Sb	Pacotes espessos de arenitos com estratificações tangenciais a planares de grande a médio porte, marcas onduladas e silcretos	Depósitos continentais contendo registros da migração de dunas eólicas e fluxos de drenagens fluviais circundando o corpo aquosos.
AF2: planície de maré	Pi, Gi, Hl, Tm, Ml, Sr, Wm, Est	Sedimentos mistos silicificados com predomínio de finos e com estruturas de exposição e ressecamento.	Sedimentação de energia baixa a moderada em condições de variações das marés com inundações em períodos de maré sizígia ou tempestade e ressecamento em períodos de baixos níveis do mar.
AF3: laguna	Sv, Sb, Fe, Mm, Mul, Fe	Sedimentos mistos finos maciços e/ou laminados. Carbonatos em maioria dolomitizados. Pouquíssimos fósseis preservados.	Depósitos lagunares de muito baixa energia depositados por decantação em zona de submaré e protegida da circulação marinha franca por uma barreira.
AF4: <i>shoreface/</i> <i>foreshore</i>	Ac, Coq, Gob, Sb	Arenitos estratificados e/ou maciços com intercalações centimétricas de carbonatos silicificados de alta energia e milimétricas de siltito	Depósitos de praias de alta energia sob influência de ondas, correntes e tempestades.
AF5: barreira	Goo, Tr, Est	<i>Grainstones</i> ooidais e bioconstruções microbiais de trombolitos silicificados e estromatólitos.	Barreira de alta energia, formada por barras oolíticas e microbialitos. Protege a laguna e a planície de maré da ação das ondas.

AF6: <i>Tidal inlet</i>	Br, Gi	Depósitos de granulação grossa de energia alta a muito alta com sedimentos siliciclásticos e carbonáticos misturados.	Canais ligando regiões de mais alta/baixa energia com sedimentação mista em regiões de <i>tidal delta</i> .
-------------------------	--------	---	---

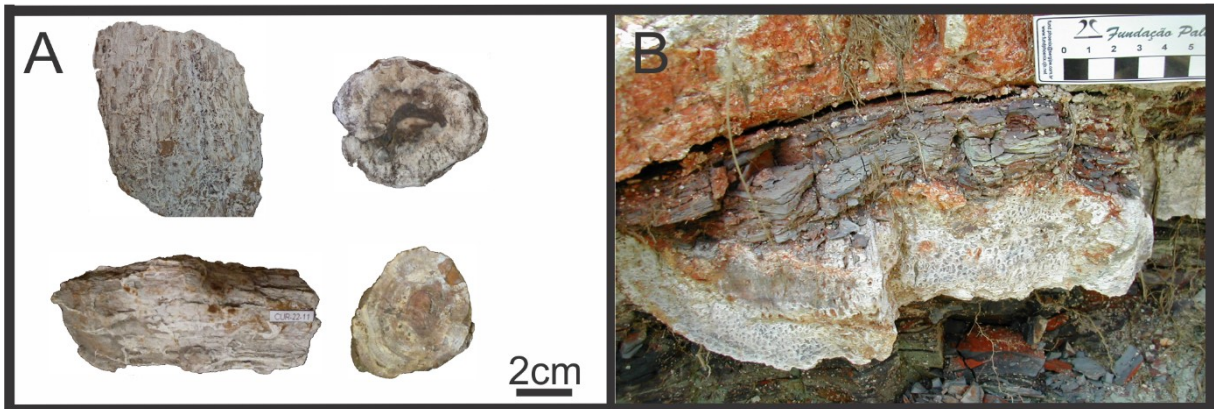


Figura 5.4. Troncos silicificados da Formação Aracaré. A: Troncos rolados ao longo do perfil de Curral de Cima. B: Tronco de *Psaronius* em afloramento extinto por obras da rodovia (Iannuzi *et al.*, 2002).

5.1.1 AF1 – Associação de fácies continental eólico-fluvial

descrição

Essa é a associação de fácies de maior ocorrência nos perfis, ausente apenas no perfil da BR-101 (Figura 5.1; Figura 5.1; Figura 5.3). Ela ocorre normalmente interdigitada com as associações de fácies subaquosas de planície de maré-laguna (AF2 e AF3; Figura 5.6F). As espessuras médias ocorrentes nos perfis são de 20 metros, com pacotes pouco espessos ou pouco contínuos ocorrendo no perfil de Curral de Cima (Figura 5.1; Figura 5.3). A geometria das camadas aparenta ser tabular, apesar de não ser possível se observar suas continuidades laterais.

AF1 é composta essencialmente por arenitos finos a médios, por vezes médios a grossos, bem a moderadamente selecionados, com alta maturidade textural e mineralógica, com estratificações cruzadas tangenciais de grande porte (At; Figura 5.6A e B), planares de porte médio a pequeno (Figura 5.6E) e maciços (Figura 5.6H). As direções de paleocorrentes variam de N-NE nas estratificações de grande porte (Figura 5.5; n=99) e NW nas estratificações planares (n=24), refletindo a direção dos paleoventos e cursos fluviais, respectivamente. Subordinadamente, ocorrem no topo dos arenitos At marcas onduladas assimétricas, com comprimento de onda de cerca de 3cm e com sentido SW (Ao; Figura 5.6D), e estruturas de ressecamento. Intercalados nos arenitos observam-se também paleosolos - silcretos (Ps;

Figura 5.6C). Pequenas camadas de siltito bege (Sb) também ocorrem intercaladas com a fácies At. Na base do perfil também são encontradas estruturas semelhantes a fluidizações, com formato concêntrico, medindo cerca de 20 a 30 centímetros (Figura 5.6G), e arenitos maciços (Figura 5.6H).

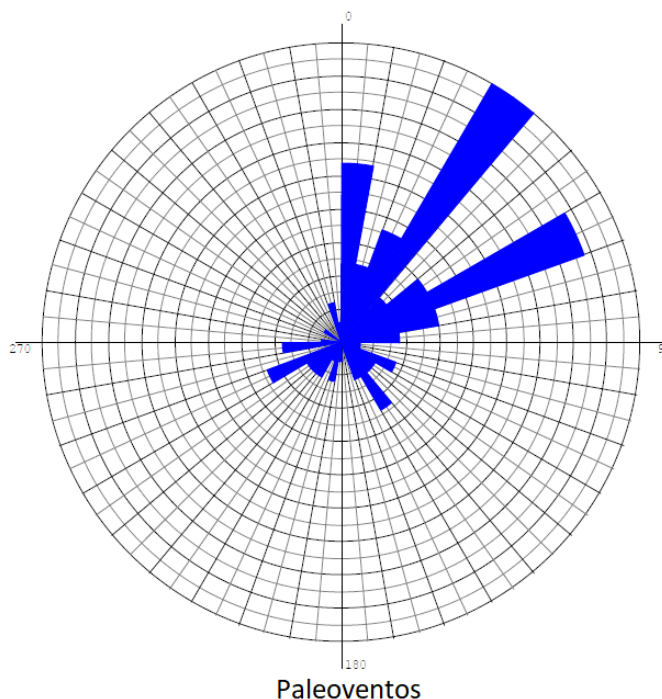


Figura 5.5. Estereograma com a representação dos paleoventos da Formação Aracaré. Direção predominante N-NE (n=99).

Sob microscópico óptico, as fácies da AF1 são formados essencialmente por quartzarenitos maduros (Pettijohn, 1975; Folk, 1980; Figura 5.7A; Apêndice 2). Com pouca ou nenhuma matriz (0 a 4% - Figura 5.7A), são constituídos essencialmente por quartzo (79-90%), fragmentos de rochas (5-20% - siltitos, quartzitos e cherts Figura 5.7G), feldspato (0-5%; Figura 5.7H) e acessórios (0-2% - micas e zircões; Figura 5.7C e D). Feldspatos e fragmentos líticos encontram-se bastante dissolvidos (Figura 5.7 G e H), com porosidades secundárias intrapartículas. Predominam as porosidades interpartícula, ocorrendo também poros agigantados (Figura 5.7E), com valores médios de 10%, valor inferior ao encontrado por Cruz (1994), que obteve valores de 20 a 25% em amostras de testemunhos. Essa diferença de porosidade se deveu principalmente aos processos telodiagénético e intempéricos.

Predominam nas rochas da AF1 os processos meso e telodiagénéticos, sendo o principal tipo de cimentação o sobrecrescimento de quartzo (Figura 5.7F), que ocorre em dois momentos distintos, no

início e no final da mesodiagênese, este segundo após evento de dissolução. O destaque da telodiagênese é a cimentação/substituição por óxido/hidróxido de ferro (Boggs-Jr, 2009).

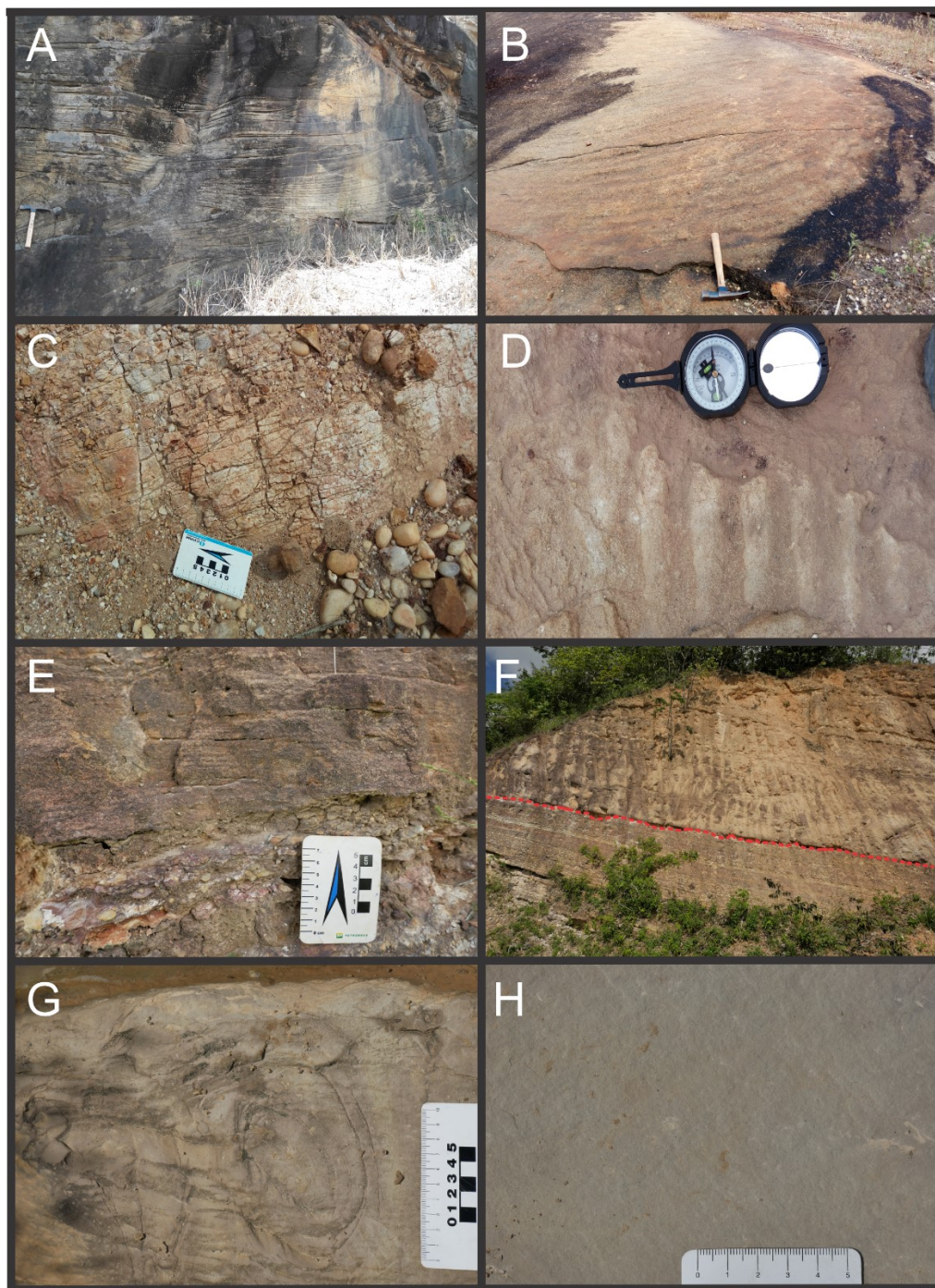


Figura 5.6. Fotos de afloramento da associação de fácies continental Eólico-fluvial (AF1). A e B: Arenitos com estratificações cruzadas tangenciais de grande porte (At; visão em perfil e planta respectivamente). C: Paleosolo silcrete (Os) D: Marcas onduladas assimétricas (Ao). E: Arenito com estratificação cruzada planar (Ap). F: Contanto erosivo entre os arenitos da fácies Ap e os tapetes microbiais (Tm). G: Possíveis fluidizações visto em visão de planta (Af). H: Estrutura maciça de arenito (Am).

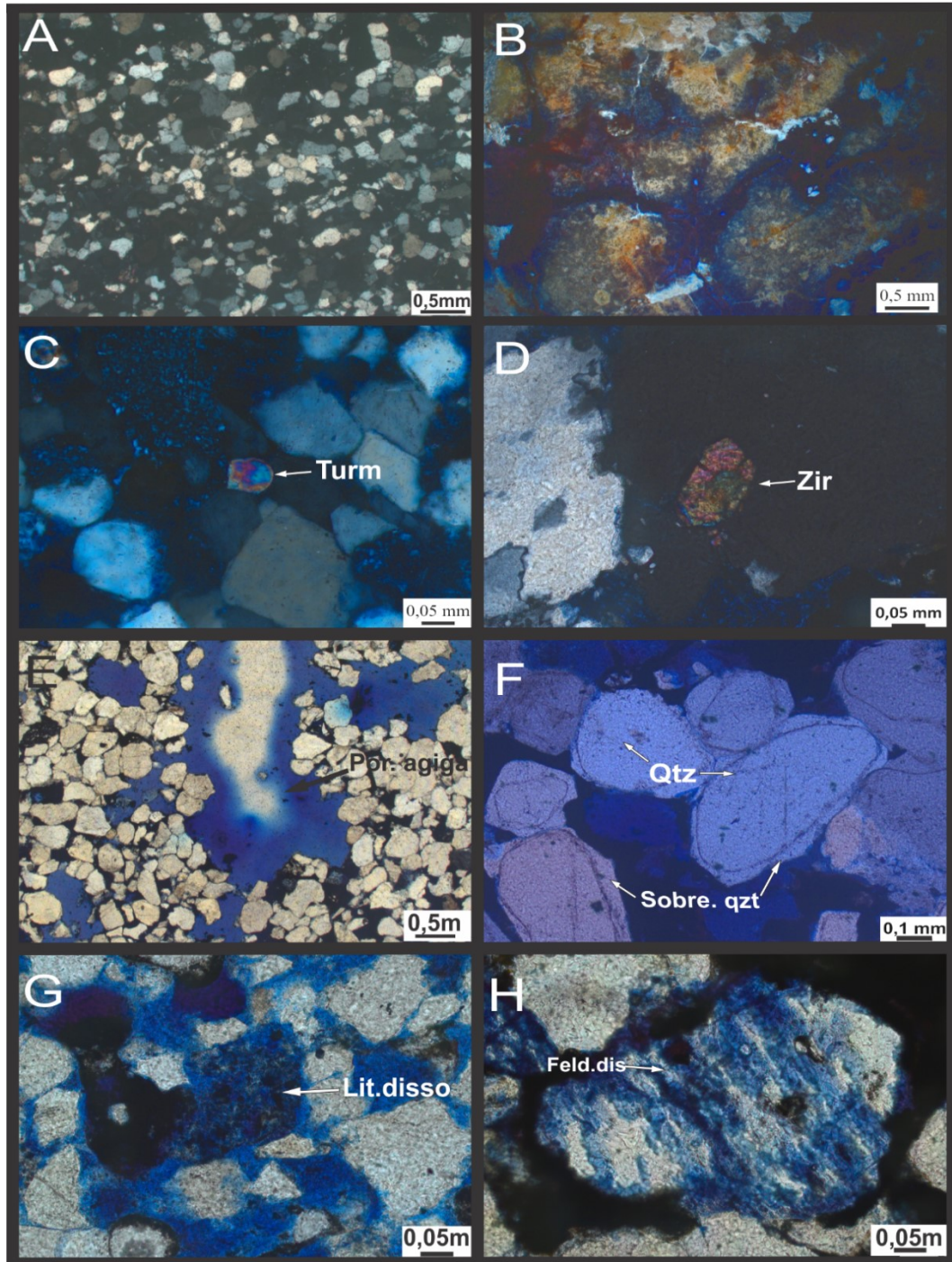


Figura 5.7. Microfotografias da associação de fácies Eólico-continental. A: Quartzarenito bem selecionado (2,5x; nicóis cruzados; CHR-6-5). B: Palesolo silcrete com estruturas de ressecamento (2,5x; nicóis cruzados; CHR-7-2). C e D: Minerais acessórios (20x; nicóis cruzados; CBP-1). E: Porosidade agigantada (2,5x; nicóis descruzados; CBP-4). F: Sobrecrecimentos de quartzo (10x; nicóis cruzados; CHR-6-3). G e H: Litoclasto e feldspato dissolvidos respectivamente (20x; nicóis descruzados; CBP-4)

Os dados geoquímicos (Apêndice 3 a 5) refletem a composição mineralógica e diagênese observada, especialmente os elementos maiores, com média de Si₂O₃ de 93% (quartzarenitos) com baixos teores médios de Al₂O₃ (3,5%), reflexo da pouca matriz e elevada maturidade (Si₂O₃/ Al₂O₃=26,6 - Roser & Korsch, 1988; Weltje & Eynatten, 2004), e de CaO e MgO (0,02% e 0,11%, respectivamente; sem cimentos carbonáticos).

No que diz respeito às concentrações de terras raras, de um modo geral, todas as amostras analisadas da AF1 demonstraram alta depleção em relação ao PAAS. A única exceção foi em relação ao Co que, na maioria das amostras analisadas, apresentou enriquecimento em relação ao PAAS. O padrão de distribuição dos ETR nos arenitos dessa AF demonstrou um pequeno enriquecimento dos terra raras pesados em relação ao leves nas amostras de Cabo do Pasto (CBP) e em duas amostras de Chã do Remígio (CHR). Apenas uma amostra de CHR apresentou enriquecimento dos leves em relação aos pesados (Figura 5.8). As anomalias de Eu foram positivas variando entre 1,67 até 3,4, com média de 2,1.

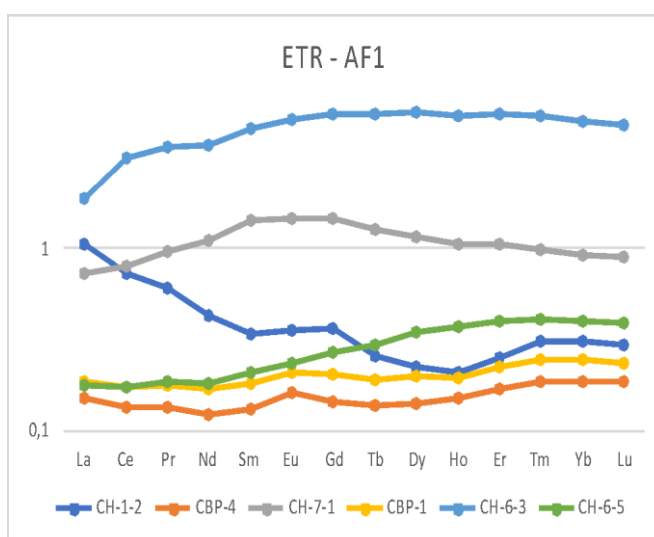


Figura 5.8. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies eólico-continental (AF1; Taylor & McLennan, 1985).

interpretação

As fácies At foram interpretadas como dunas eólicas costeiras (Ahlbrandt, 1979; Kocurek, 1991), com marcas onduladas no topo com paleoventos de direção subordinada ao paleovento principal (Brookfield, 1992). As fluidizações resultaram de escape de água em consequência de rápida saturação em sedimento arenoso seco em áreas de alta pressão intersticial nos poros em regiões de interdunas (Mountney & Thompson, 2002). As camadas da fácies Sb (Figura 5.1), intercaladas com a fácies At,

representariam também regiões de interdunas, onde os siltitos seriam depositados com a subida do lençol freático, ambos marcando períodos de maior umidade (Kocurek, 1981). Porém, períodos de aridez também foram observados, sendo marcados pela presença dos paleosolos (silcretes) ocorrentes também no topo das dunas (Wopfner, 1983). Essa discrepância de indicadores paleoclimáticos podem ser atribuídos a sazonalidades continentais ocorrentes no *draa* (Mountney, 2006).

As fácies Ap foram interpretadas como depósitos de canais originados por rios de pequeno-médio porte, os quais, junto às dunas eólicas, são os principais inputs siliciclásticos para a plataforma carbonática. As fácies Am indicariam produtos de deposição rápida e episódica em curtos períodos de inundação associados a tempestades nas regiões adjacentes ou na cabeceira do rio (Miall, 1992). Souza-Lima, 2006e descreveu fácies de arenitos com geometria sigmoidal nas proximidades do Domo de Igreja Nova e dos afloramentos de Curral de Cima e os interpretou como depósitos deltaicos. Os influxos fluviais desembocariam nesses pequenos deltas dentro ou fora da laguna (Bhattacharya & Walker, 1992)

Os dados geoquímicos (Apendices 3 a 5) e os binários da Figura 5.9 mostram que os arenitos de AF1 são bem diferentes dos arenitos da AF4 (subitem 5.1.4). A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ reflete a maturidade mineralógica em sedimentos clásticos (Pettijohn, *et al.* 1972), aumentando à medida que o percentual de quartzo é progressivamente concentrado às custas de fases menos resistentes durante intemperismo, transporte e deposição (Roser & Korsch, 1988). A razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ caracteriza a abundância relativa de feldspatos (Figura 5.9A) e a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ também indica estabilidade mineral, só que evidenciando a presença de fragmentos líticos (Herron, 1988; Figura 5.9B). Os arenitos da AF1, como observado em lâmina (Figura 5.7), são, em sua maioria, quartzarenitos maduros (pouca matriz), estes se concentram no lado esquerdo no biplote da Figura 5.9C. O gráfico binário da Figura 5.9D indica uma deposição em margem passiva para todos os arenitos da Formação Aracaré, o que nesse caso é análogo a deposição de bacia intracratônica, que é o caso das rochas analisadas (Bhatia, 1983).

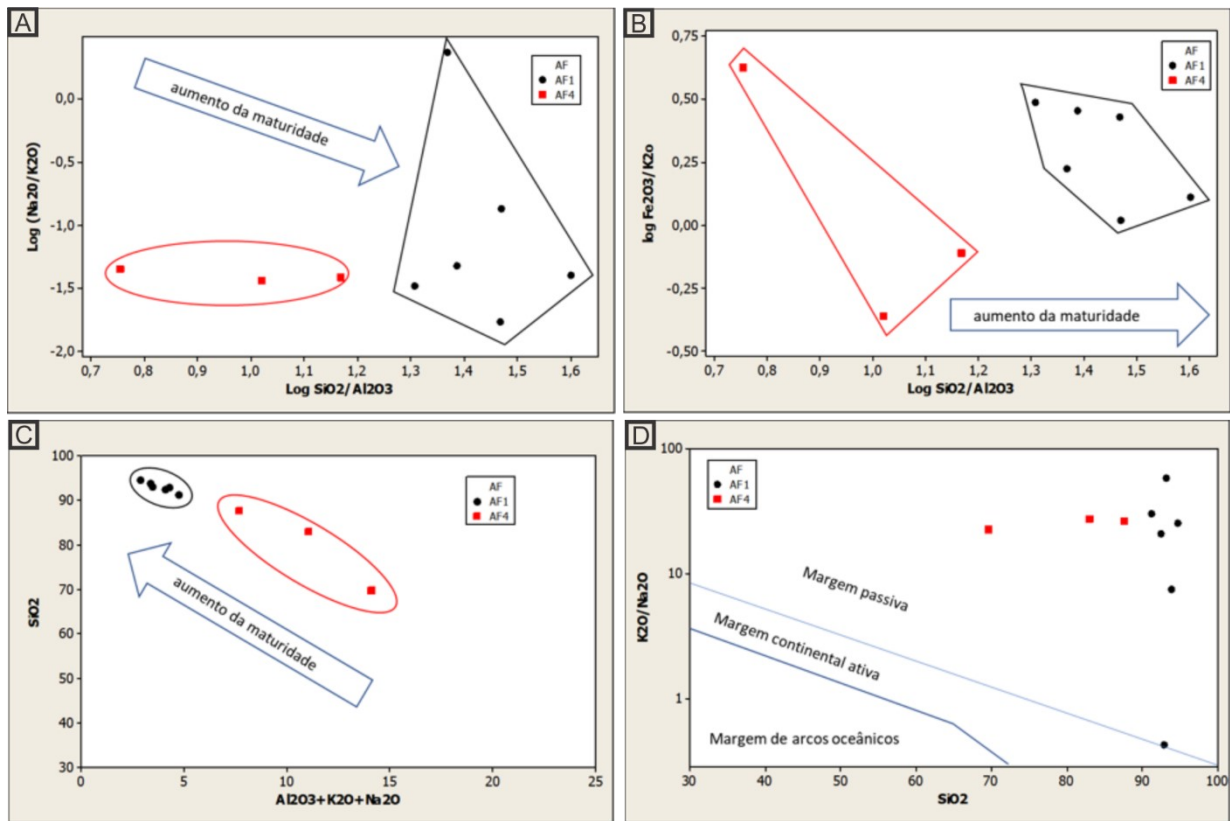


Figura 5.9. Gráficos binários com os dados de elementos maiores presentes nos arenitos da Formação Aracaré. A), B) e C) Gráficos de maturidade; D) Gráfico binário com os dados da Formação Aracaré e os diferentes ambientes tectônicos (modificado de Bhatia (1983).

5.1.2 AF2 – Associação de fácies planície de maré

descrição

Essa é uma das associações de fácies mais representativas da formação, representada em todos os perfis, exceto em Cabo do Pasto (Figura 5.1 a Figura 5.3). Ela varia de pacotes espessos com cerca de 30 metros como em Chã do Remígio (CHR; Figura 5.1), a pacotes de poucos metros como em Curral de Cima (Figura 5.3). Sua geometria não é sempre observável devido à falta de exposição, mas se verifica a lenticularização de algumas fácies, como Pi (Tab. 5.1). Essa AF é composta por sedimentos mistos carbonato-siliciclásticos, sendo os carbonatos inteiramente silicificados e seus contatos com as demais AFs pouco nítidos, porém quando observados são planos. A principal fácies é o tapete microbial (Tm; Figura 5.10A), de espessuras de cerca de dois a quatro centímetros, com estruturas de teepees (Figura 5.10B) e *bird's eye*. Essa Fácies só não ocorre no perfil da BR-101 (Figura 5.2). No perfil de

Chã do Remígio (Figura 5.1) ocorrem nítidos ciclos centimétricos formados pela fácies Tm e as fácies de *packstone* intraclástico (Pi; Figura 5.10C) e marga laminada (MI; Figura 5.10E), com uma ocorrência isolada de *wackstone* maciço (Wm; Figura 5.1 e Figura 5.10D) em meio aos ciclos. A maioria dos ciclos se inicia com a fácies Tm, seguida de Pi e esta sobreposta por MI, todas com contatos abruptos. Nódulos de sílex são frequentes nas fácies MI. Subordinadamente, ocorre no perfil da BR-101 (Figura 5.2, uma fácies heterolítica com estrutura tipo *linsen* (HI), marcada por camadas de siltito preto intercaladas com finas camadas de arenito muito fino com laminações cruzadas (Figura 5.10F). Outras fácies que também estão presentes nessa associação são siltitos vermelhos (Sr) e beges (Sb), grainstone intraclásticos (Gi) e estromatólitos planares a ondulados (Est; Figura 5.10G e H).

Sob microscópico óptico, foram analisadas apenas as fácies originalmente carbonáticas da AF2. Todas possuem extraclastos, majoritariamente grãos de quartzo em tamanhos silte e areia muito fina, em percentuais variados. Percebe-se que a fácies Tm (Tabela 5.1), composta originalmente por esteiras estromatolíticas, encontra-se substituída por calcedônia (Figura 5.11A), sílica microcristalina e opala, esta última substituindo a matriz de cor escura, presente entre as lâminas microbiais (Figura 5.11A). Tratam-se, atualmente de cherts. Já os estromatólitos (Est), nos casos sem silicificação são formados por micrita dolomitizada (pequenos cristais mal formados) e cimento de calcita preenchendo fraturas (Figura 5.11G). Já nas amostras silicificadas, eles são formados por lâminas microbiais substituídas por sílica microcristalina (Figura 5.11F).

A Fácies Gi (*grainstone* intraclástico) é composta por intraclastos (40%), oóides (30%) e bioclastos (5%). Com apenas 4% de porosidade, destaca-se nessa fácies o percentual de cimento silicoso (21%), que ocorre como opala, calcedônia, sílica microcristalina e quartzo. Os bioclastos são formados por gastrópodes, ostracodes e possíveis espículas de esponjas, todos inteiramente dissolvidos (Figura 5.11B). Essa fácies apresenta uma curiosidade, alguns cristais de dolomitas euédricas, provavelmente cimentos mesodiagenéticos, porém totalmente dissolvidos ou substituídos por vários polimorfos de sílica (Figura 5.11C). Na telodiagenese ocorrem as cimentações/substituições por óxido/hidróxido de ferro. Os *packstones* intraclásticos (Pi) apresentam seleção moderada a ruim, com cerca de 13% de matriz microporosa. Os grãos são também predominantemente intraclastos, de diversos tamanhos (média 0,4mm) e formatos, mal selecionados (Figura 5.11D). Essa fácies apresenta microporosidade disseminada, possivelmente em função da tripolitização, um tipo alteração intempérica da sílica (Tarr, 1938). O *wackstone* maciço destaca-se pela orientação de extraclastos micáceos orientados (Figura 5.11E) e alguns poucos oncolitos. A fácies de marga laminada (MI) é composta por matriz carbonática parcialmente silicificada, com extraclastos dispersos (Figura 5.11F).

As fácies de granulometria fina foram analisadas via DRX a fim de se identificar suas

composições mineralógicas. Os minerais em comum nas amostras de AF2 são basicamente quartzo e caulinita (Figura 5.12). A fácies siltito vermelho (Sr) é a única que não apresenta o quartzo como componente mineralógico principal, ficando este atrás da hematita, que dá a coloração vermelho/vinho dessa fácies (Figura 5.12A). A fácies Heterolítico *linsen* possui também montmorillonita e muscovita magnésiana (Figura 5.12B).

Tentativas de análises palinológicas foram efetuadas em amostras de pelitos das AF2 e AF3, porém nenhum material orgânico foi recuperado, resultando em amostras estéreis (Rodolfo Dino (UERJ), 2019 - comunicação pessoal).

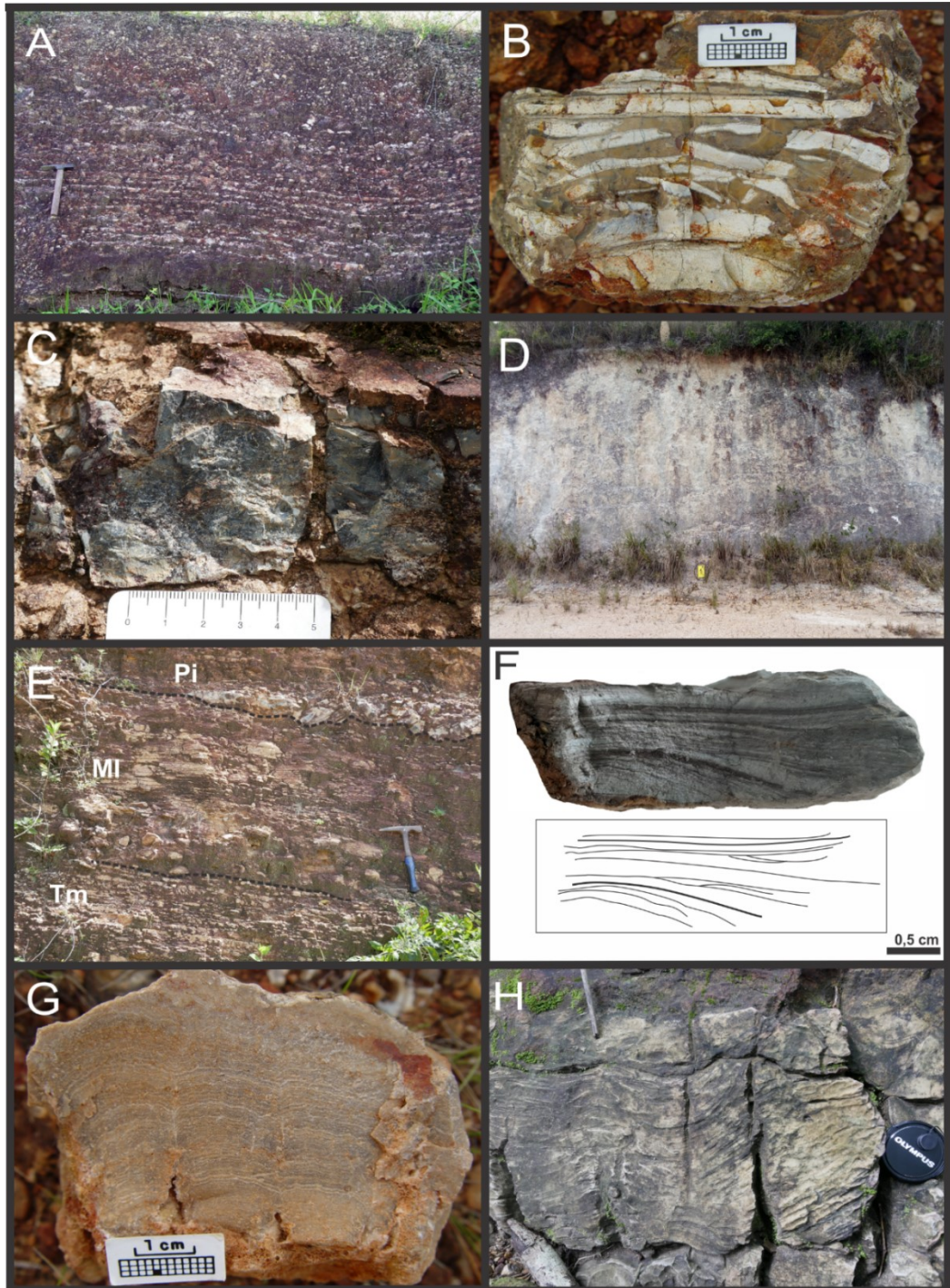


Figura 5.10. Associação de fácies de planície de maré (AF2). A: biostroma de tapetes microbiais silicificados (Tm). B: detalhe de estrutura *teepee* nos tapetes microbiais (Tm). C: *packstone* intraclástico (Pi). D: *wackstone* maciço pulverulento (Wm). E: intercalação entre tapete microbiano, margem laminada e *packstone* intraclástico laminado F: detalhe de amostra da fácies heterolítica *linsen*, destacando o poder de preservação de estruturas aparentemente delicadas. G: Estromatólito silicificado com domos suavizando para o topo. H: Estromatólito ondulado de composição carbonática preservada.

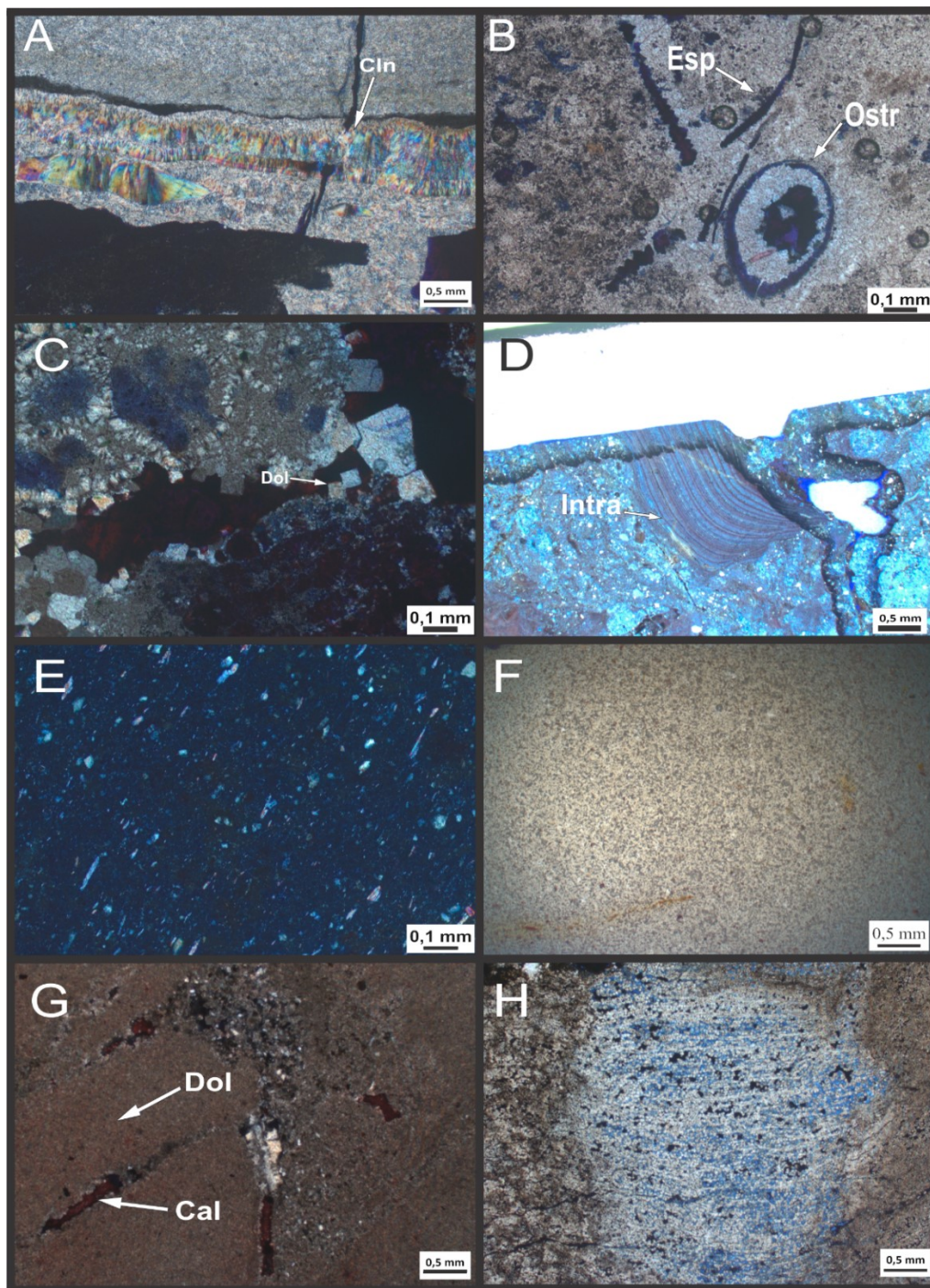


Figura 5.11. Microfotografias da associação de fácies de planície de maré. A: lâmina de tapete microbial (Tm) com esteiras substituídas por calcedônia (2,5x; nicóis descruzados; CUR-22). B: Bioclastos da fácies Gi contendo ostracodes e possíveis espículas dissolvidas. C: cristais de dolomita silicificados (10x; nicóis cruzados; CUR-02). D: Intraclastos e extraclastos na fácies Pi (2,5x; nicóis cruzados; CHR-4-3). E: grãos de mica orientados em fácies Wm (10x; nicóis cruzados; CHR-3-7). F: marga silicificada (2,5x; nicóis

descruzados; CHR-4-5). G: estromatólito ondulado, tingido com alizarina, apresentando extensa dolomitização pervasiva e calcita preenchendo fraturas (2,5x; nicóis descruzados; CUR-60). H: lâminas estromatolíticas silicificadas (2,5x; nicóis descruzados; PES-1).

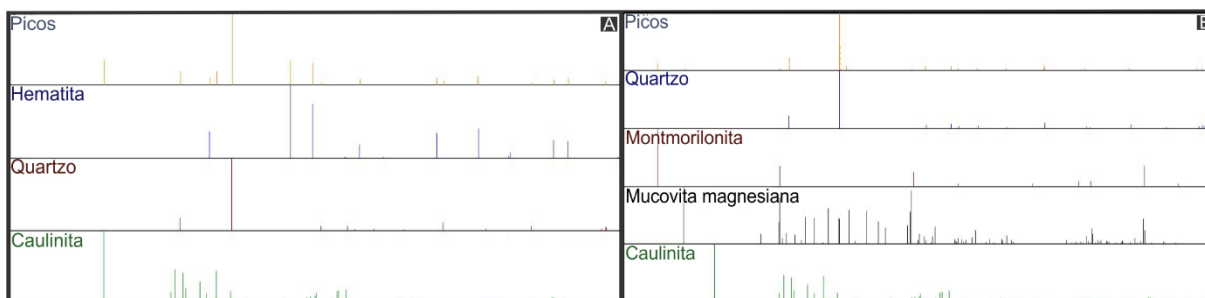


Figura 5.12. Resultado das análises de DRX nas fácies Sr e Hl. A: difratograma da fácies Sr com destaque para seu conteúdo de hematita. B fácies Hl contendo principalmente quartzo e montmorillonita.

Em termos geoquímicos (Apêndice 3 a 5), os dados refletem principalmente a diagênese observada nas rochas, especialmente as intensas substituições/cimentações por polimorfos de sílica encontradas nas fácies originalmente carbonáticas. Enquanto os valores de Si_2O_3 variaram de 87% a 97% nas fácies de Wm, Pi, Gi e Tm, 68% nas fácies Ml e Hl, a fácies Est, única não silicificada, apresentou valores de 7%, como esperado para rochas carbonáticas (Boggs Jr, 2009).

A distribuição dos elementos terras raras (ETR) apresentou padrão retilíneo na maioria das amostras analisadas, porém com um leve enriquecimento dos leves, principalmente nos carbonatos silicificados das fácies Ml, Pi e Gin (Figura 5.13).

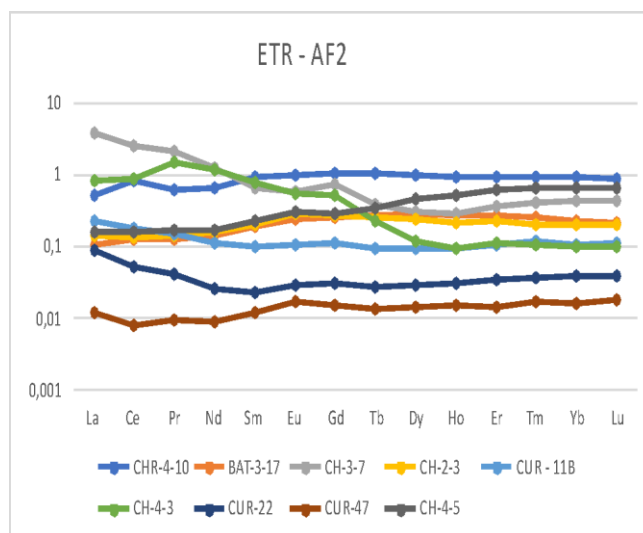


Figura 5.13. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies de planície de maré (AF2; Taylor & McLennan, 1985).

interpretação

Os tapetes microbiais (Tm) são interpretados como depósitos da região de inter-supramaré em função das estruturas de ressecamento como os teepees e os *bird's eye* (Figura 5.10B - Warren, 1983; Jahnert & Collins, 2011), assim como também as fácies Hl, cujos sedimentos, lateralmente adjacentes, predominariam nas regiões com pouca atividade microbiana (Dalrymple, 1992). A fácies Sr representaria a região mais exposta da planície de maré, onde ocorreriam os mais longos períodos de exposição dos sedimentos (Dalrymple, 1992). Os *packstones* intraclásticos são interpretados como os canais de maré, devido à grande presença de intraclastos dos microbialitos dominantes na planície (Figura 5.11D), oncolitos e dos sedimentos finos. Em períodos de tempestades, os canais de maré carreariam sedimentos lagunares como bioclastos e intraclastos da planície de maré, misturando-os aos oolitos (Figura 5.11B), dando origem a *grainstones* intraclásticos - Gin (Pratt *et al.*, 1992). Os estromatólitos (Est) ondulados são indicativos das zonas de inter-submaré. Seu formato mais dômico indicativo de sua lateralidade aos canais de maré (Fairchild, 2015), que promoveriam a erosão de suas bordas, produzindo fragmentos bioclásticos (Figura 5.11D).

As regiões de submaré são representadas por fácies da interface planície de maré/laguna como Ml e Wm. As margas laminadas teriam se acumulado nas regiões de mais baixa energia dos ciclos de maré de Chã do Remígio (Figura 5.10E). Já os wackstones maciços, com orientação de grãos micáceos (Figura 5.11E), teriam sido depositados na interface intermaré-submaré, ainda sob a ação de suaves correntes (Tucker & Wright, 1990).

O padrão de distribuição dos elementos terras raras e as anomalias de Ce das fácies Ml, Pi e Gin (Figura 5.13; Apêndice 5) corroboram a proposta de uma deposição nos ambientes oxidantes da plataforma continental. O mesmo ocorre com as anomalias de Eu (Apêndice 5). A fácies carbonática Est apresentou razões de Y/Ho (31,71), La/Yb_{sn} (1,03), Pr/Yb (1,28) e anomalia de Ce (0,84) que atestam o alto aporte terrígeno durante a deposição desses carbonatos, ratificando o observado em lâmina.

A Figura 5.14 apresenta alguns dos gráficos propostos por Murray (1994) para definir, com base em dados geoquímicos, o ambiente deposicional e a fonte da sílica de cherts. Como se pode observar, os gráficos apontam para uma deposição em ambiente plataformar, cuja sílica tem origem biogênica.

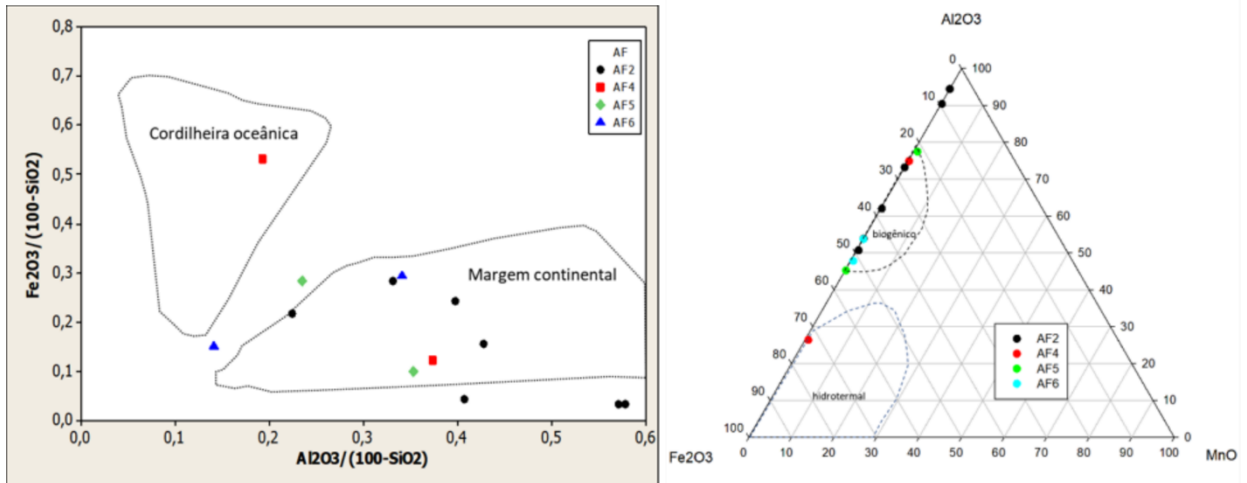


Figura 5.14. Gráficos propostos por Murray (1994) para interpretação da origem dos *cherts*, com os dados geoquímicos da Formação Aracaré plotados.

5.1.3 AF3 – Associação de fácies lagunar

descrição

Depois das AF1 e AF2, AF3 é a de maior ocorrência nos perfis levantados. A sua principal área aflorante é o perfil da BR-101 em Sergipe, com espessura de algumas dezenas de metros (Figura 5.2). Já nos demais afloramentos tem caráter subordinando, ocorrendo com poucos metros de espessura (Figura 5.1 e Figura 5.3). As camadas possuem geometria predominantemente tabular, podendo se apresentar lenticular em alguns pontos. A AF3 é composta essencialmente por sedimentos finos (pelitos) mistos carbonato-siliciclástico dolomitizados e silicificados. Os contatos com as demais AFs variam de gradacionais na passagem para fácies também pelíticas a erosivos quando a face sobreposta é de granulação mais grossa (Figura 5.1 a Figura 5.3).

As principais fácies são siltito verde (Sv; Figura 5.15A), *mudstone* laminado (Mul; Figura 5.15A a Figura 5.15C), siltito bege (Sb; Figura 5.15C), folhelho escuro (Fe; Figura 5.15D) e marga maciça (Mm; Figura 5.15E).

Foram analisadas sob microscópico óptico as fácies carbonáticas (Mul e Mm), ambas possuem extraclastos, majoritariamente grãos de quartzo de tamanho silte (Figura 5.16). A fácies Mul é composta por matriz micrítica, intensamente dolomitizada (cristais pequenos e mal formados) e raros cimentos de calcita (Figura 5.16A). Não foram identificados bioclastos nessa fácies. Já a fácies marga maciça (Mm), constituída por matriz carbonática praticamente toda dolomitizada (cristais pequenos e mal formados) e protomatriz argilosa, conta com alguns poucos bioclastos de braquiópodes e moluscos bivalves, a grande maioria dissolvidos (Figura 5.16B). O difratograma dessa fácies retratou o observado em lâmina,

constatando a presença de quartzo, caulinita, muscovita e dolomita (Figura 5.17A).

As fácies terrígenas mais finas foram analisadas via DRX. Os minerais identificados foram quartzo (o principal constituinte da maioria das amostras), muscovita, feldspatos, óxidos de ferro e argilominerais como caulinita e montmorillonita (Figura 5.17B a D).

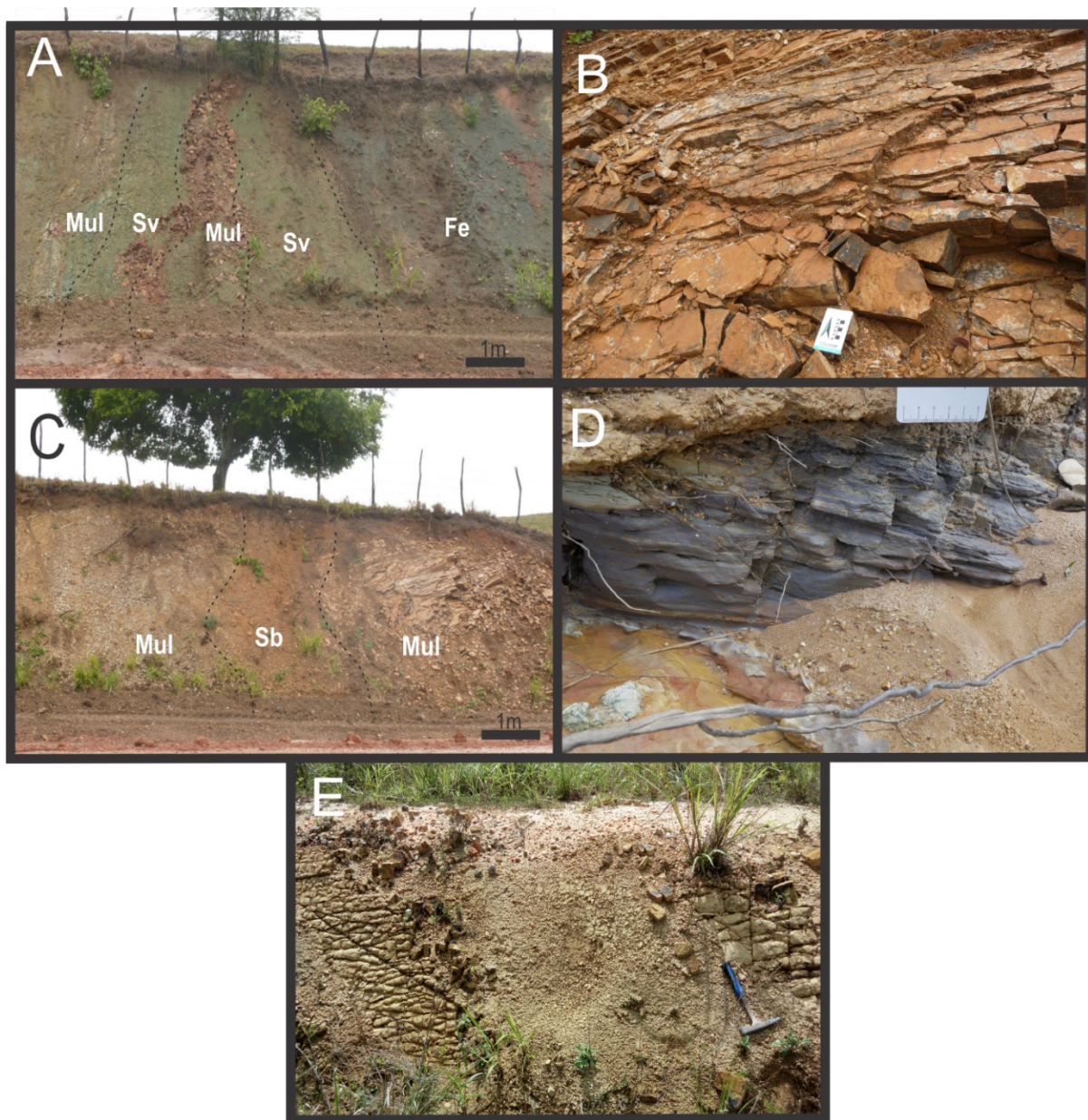


Figura 5.15. Associação de fácies lagunar (AF3). A: interdigitação dos *mudstones* e pelitos verdes e escuros (BAT-3). B: detalhe dos *mudstones* laminados (Mul; BAT-3). C: corte de estrada BR-101 evidenciando a intercalação entre *Mudstone* laminado (Mul; BAT-3) e pelitos siliciclásticos (Sb). D: folhelho escuro (CHR-7). E: margia maciça com variação granulométrica entre silte e lama (BAT-11-2).

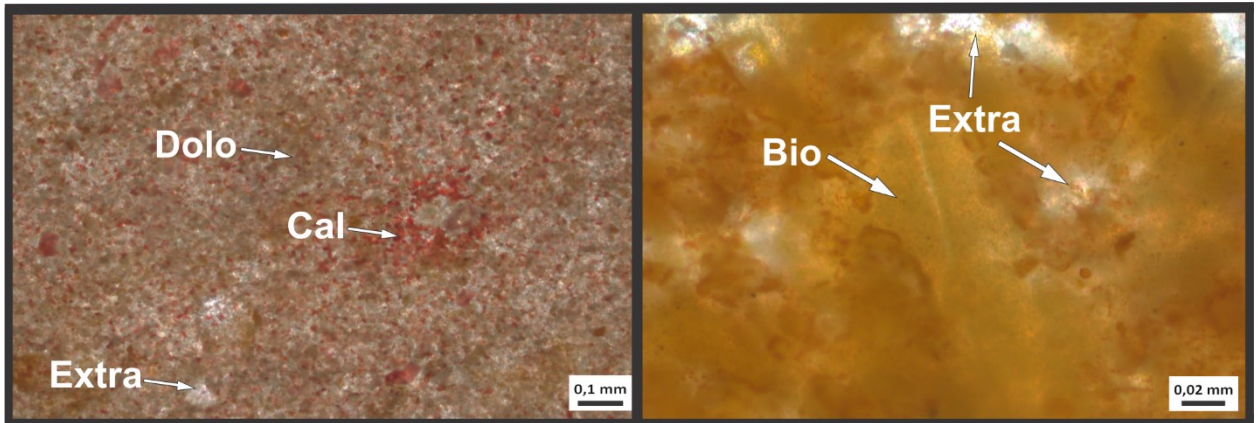


Figura 5.16. Microfotografias da associação de fácies lagunar. A: Mudstones (Mul) dolomitizados, tingidos por alizarina, com alguns resquícios de matriz micrítica e alguns extraclastos (10x; nicóis cruzados; BAT-3-1). B: Marga maciça (Mm) exibindo matriz argilosa a dolomitizada, extraclastos de quartzo e bioclasto de possível braquiópode (20x; nicóis cruzados; BAT-11-2).

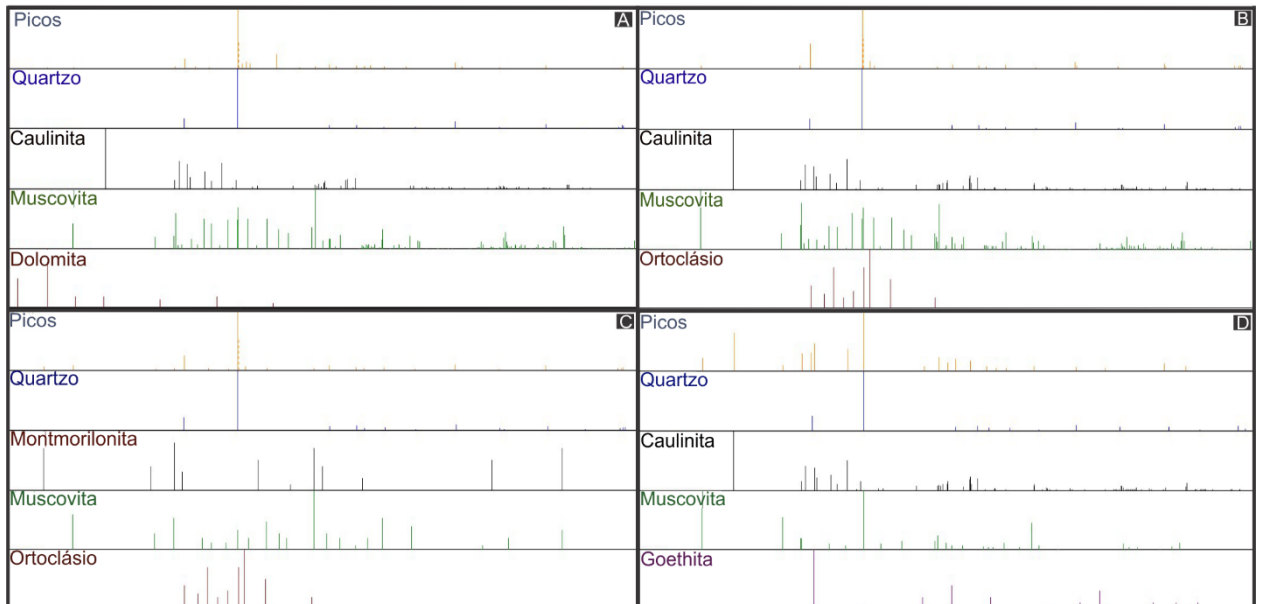


Figura 5.17. Difratoformas das fácies finas da associação de fácies lagunar (AF3). A: fácies Mm apresentando difratoformas de quartzo, caulinita, moscovita e dolomita. B: fácies silito verde (Sv) apresentando minerais de quartzo, caulinita, moscovita e ortoclásio. C: mineralogia da fácies Sb representada por quartzo, montmorillonita, moscovita e ortoclásio. D: difratoforma da fácies Fe contendo quartzo, caulinita, moscovita e goethita.

Por se tratarem de fácies de granulometria fina, siltitos e folhelhos, os dados geoquímicos (Apêndice 3 a 5) das amostras de AF3 apresentaram teores de Al_2O_3 superiores as demais associações de fácies, com média de teores de 12% (as demais não superam 5,5% de média), sendo a fácies Mul a única destoante, com valor de 0,4% (trata-se de um *mudstone*; $CaO + MgO = 46\%$). Assim como para

Al_2O_3 , os teores de K_2O da AF3 são os mais altos de todas as associações de fácies, apresentando concentração média de 3,5% (as demais não superam 1,6% de média). Os teores de Fe_2O_3 apresentaram valores oscilando entre 2% e 8%, com média de 4%, provavelmente relacionado às alterações telodiagnéticas/intempéricas.

O padrão de distribuição dos ETR apresentado foi razoavelmente retilíneo (Figura 5.18) com algumas amostras das fácies Sb e Sv apresentando enriquecimento dos elementos terras raras leves sobre os pesados.

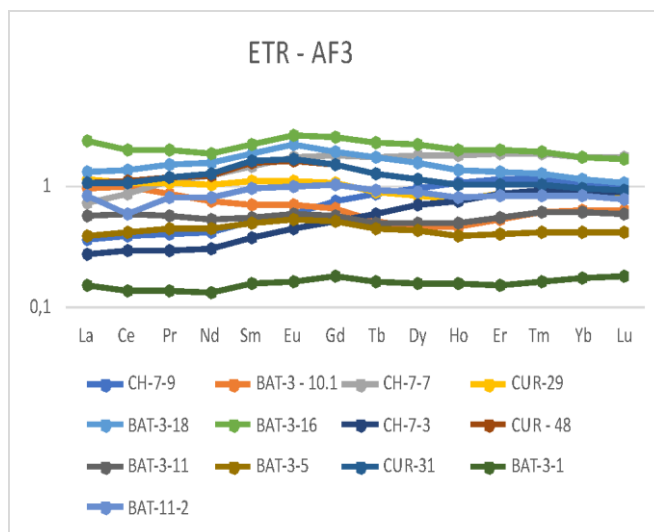


Figura 5.18. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies lagunar (AF3; Taylor & McLennan, 1985).

Os resultados das análises de isótopos de carbono e oxigênio em amostras das fácies *mudstone* laminado (Mul) e margamaciça (Mm) estão na tabela 5.3. Destaque para os valores negativos obtidos para $\delta^{13}C$ e os baixos valores de $\delta^{18}O$, incluindo apenas um valor positivo. O baixo número de amostras analisadas (n=3) foi devido a dificuldades em encontrar afloramentos de rochas carbonáticas aptas para análises isotópicas.

Tab.5.3. Resultados das análises isotópicas de carbono e oxigênio (relativos ao padrão internacional Vienna Peedee Belemnite - VPDB).

Amostras	FÁCIES	AF	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Bat-3-1	<i>Mudstone</i> laminado (Mul)	AF3	-2,65	1,75
Bat-11-2	Marga maciça (Mm)	AF3	-7,90	-2,99
Cur-55	Estromatólito (Est)	AF5	-1,03	-2,65

interpretação

Esses depósitos finos teriam se depositado em ambientes lagunares, protegidos do mar aberto por barreiras carbonáticas (Flemming, 1977; Tucker & Wright, 1990; Sorent *et al.*, 2019). A distribuição relativa de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos pode ter controle sazonal ou estar relacionada com a maior ou menor proximidade dos rios e dunas da AF1. Em períodos mais secos, predominaria a sedimentação carbonática fina representada pelos *mudstone* laminados (Mul) dolomitizados com a passagem entre os extremos registradas nas fácies de marga maciça (Mm; Tucker & Wright, 1990; Jones & Desrochers, 1992). As épocas de maior influxo de sedimentos/nutrientes para a laguna e de maior umidade e/ou regiões próximas de drenagens estão representadas pelas fácies Sv, Fe e Sb, sendo que as duas primeiras marcam regiões mais internas da laguna com condições anóxicas, refletida por suas colorações verde a preta (Sanders & Ho, 2000; Purdy & Gischler, 2003; Zand-Moghadam *et al.*, 2013).

Os pelitos de AF3 apresentaram razões de Rb/K (entre 0,004 e 0,008) e V/Cr (entre 1,02 e 4,40) que confirmam a hipótese da existência de variações de profundidade na laguna, com consequentes diferenças nas condições oxidantes e de salinidade em função da distância do aporte terrígeno (Jones & Desrochers, 1992). As razões de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ (variam de 0,23 a 6,31; média 0,85) corroboram essa hipótese, já que são um proxy eficaz das condições de oxirredução (Poulton & Canfield, 2011). Razões mais elevadas indicariam um ambiente mais anóxico, de águas mais profundas (Lyons & Severmann, 2006).

Nas fácies carbonáticas (Mul e Ml), as razões de La/Yb (0,95), Y/Ho (32,24) e Pr/Yb (1,85) refletem o alto aporte terrígeno para a bacia, confirmado pelos percentuais de extraclastos observados nas lâminas (Figura 5.16).

Os valores de isótopos de oxigênio e carbono obtidos (tab. 5.3) apresentaram uma covariância

positiva (Pearson = 4,04) indicando forte alteração do sinal primário, fato corroborado pelos valores positivos das razões de alteração de Ca/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e Rb/Sr (Veizer, 1993; Banner & Hanson, 1990; Folling & Frimmel, 2002), o que dificulta a tentativa de correlação dos valores obtidos com dados da literatura. Além disso, diversos autores afirmam que dados de mares interiores epicontinentais do Paleozoico não são necessariamente correlacionáveis, refletindo, em geral, as condições locais de cada mar epeírico restrito (Holmden *et al.*, 1998; Peters, 2007).

5.1.4 AF4 – Associação de fácies *shoreface/Foreshore*

descrição

A AF4 ocorre somente na porção intermediária do perfil de Chã do Remígio, com uma espessura de cerca de 12 metros (Figura 5.1) e geometrias das camadas não observáveis. É composta, basicamente, por arenitos finos a muito finos, bem selecionados, com laminações cruzadas de baixo ângulo (Ac; Figura 5.19A e Figura 5.19B). Localmente, ocorrem grainstones ooidais a bioclástico silicificados (Gob; Figura 5.19C) e coquinas (Coq; Figura 5.19D) com cerca de 10 cm de espessura, além de siltitos centimétricos (Sb).

Microscopicamente, os arenitos de AF5 (Ac) são quartzarenitos a subarcóseos, muito finos (moda do tamanho = 0,08mm), bem selecionados, compostos essencialmente por quartzos monocristalinos (60%) e k-feldspatos (10%). Tratam-se de arenitos imaturos (média de 20% de matriz), com uma protomatriz argilosa (Figura 5.20A). O único efeito diagenético identificável foi cimentação/substituição por óxido/hidróxidos de ferro durante a telodiagênese.

A fácies Gob (grainstone ooidal a bioclástico – moda de tamanho de grãos = 0,4mm) possui média de composição das partículas carbonáticas de 40% de oóides (25% oólitos e 15% oncolitos – Figura 5.20B e C), 30% de bioclastos parcialmente dissolvidos (braquiópodes, moluscos bivalves, espículas de esponjas, algas verdes e cirrípedes - Figura 5.20B a E), sendo a fácies com maior diversidade de bioclastos de todas analisadas. Cabe aqui um destaque para as espículas de esponjas, pela primeira vez descritas nessa Formação (Silva *et al.*, 2018). Como a maioria das fácies carbonáticas, possui 20% de extraclastos, predominantemente grãos de quartzo (Figura 5.20G), mal selecionados, subangulosos a arredondados, tamanho silte a areia fina. O conteúdo médio de cimento é de 10%, sendo composto por opala, calcedônia e sílica microcristalina (Figura 5.20F). Já a fácies Coq é inteiramente formada por bioclastos de moluscos bivalves silicificados. Uma parte desses fósseis também está dissolvida, restando apenas porosidades móldicas (Figura 5.20H). Seus grãos possuem tamanho médio de 0,7mm, podendo ser classificado como um Grainstone segundo Dunham (1962 –Figura 5.20H).

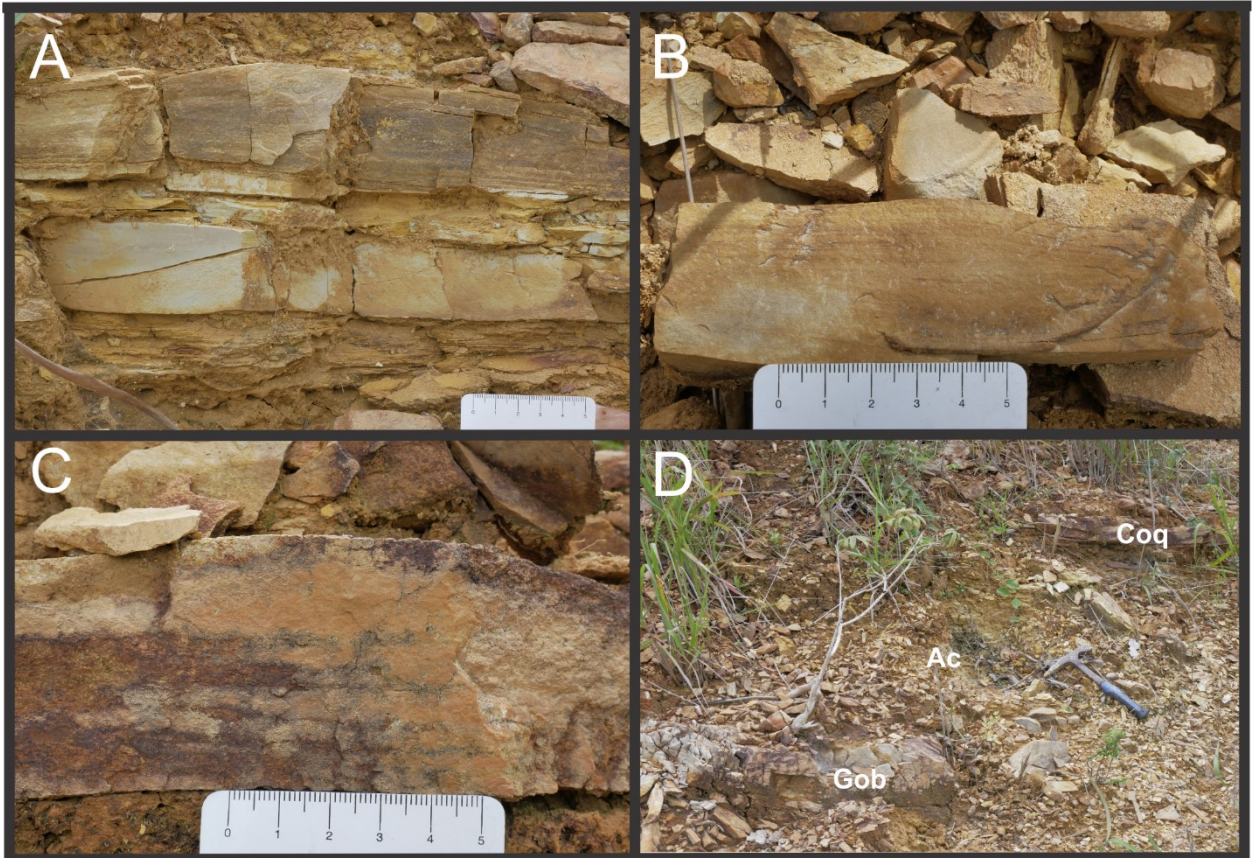


Figura 5.19. Associação de fácies de shoreface (AF4; CHR-5). A e B: Estratificação cruzada de baixo ângulo em arenitos da fácies Ac. C: foto de detalhe da fácies Coq. D: visão geral da sequência das fácies Gob, Ac e Coq.

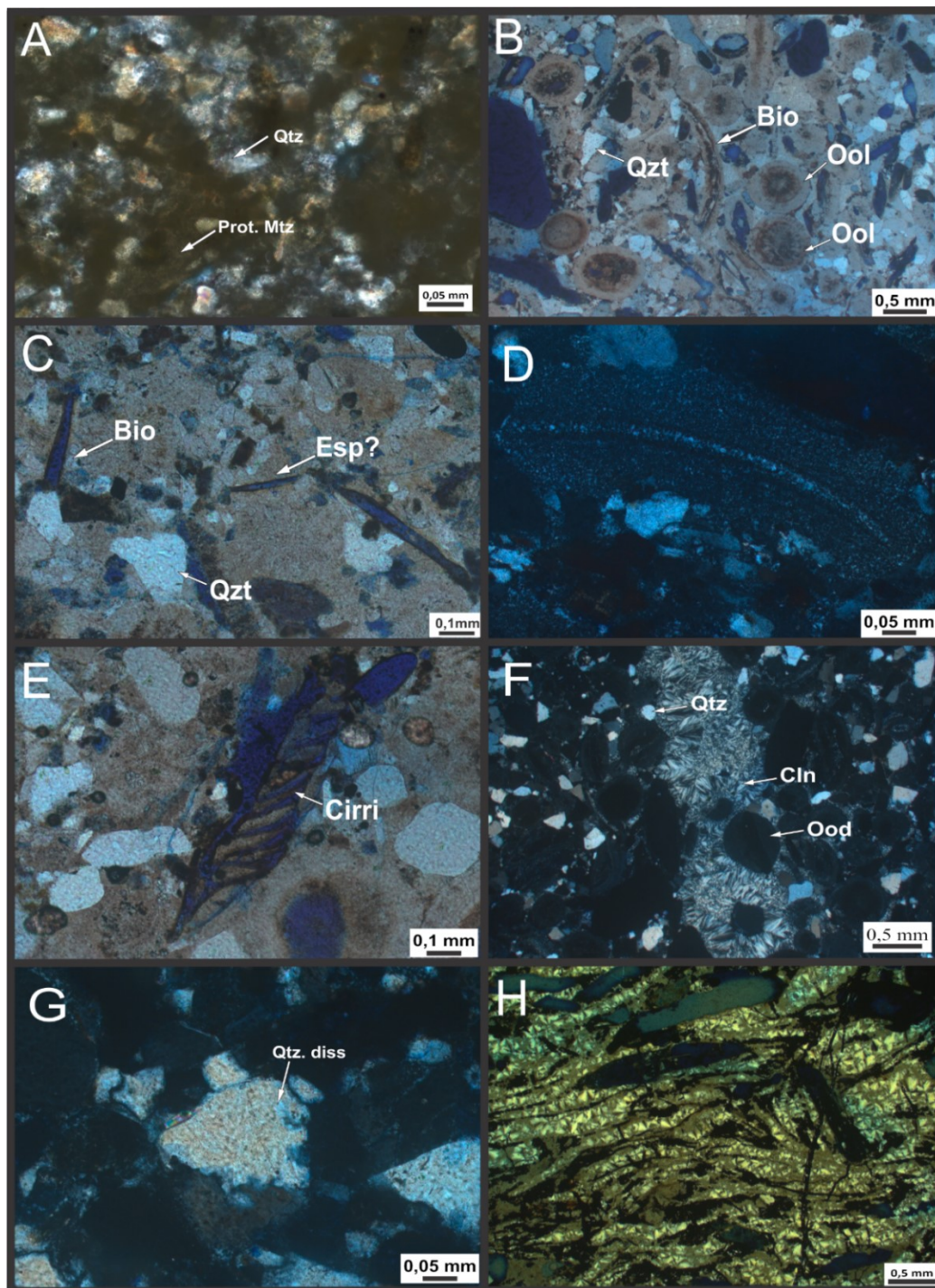


Figura 5.20. Microfotografias da associação de fácies Shoreface/Foreshore. A: quartzarenito fino com matriz argilosa da fácies Ac (20x, nicóis cruzados; CHR-5-2). B a G (CHR-5-6; Gob). B: bioclastos de possíveis braquiópodes, oolitos e extraclastos de quartzo (2,5x, nicóis descruzados). C: bioclastos dissolvidos de possíveis espículas de esponjas e extraclastos de quartzo (2,5x; nicóis descruzados). D: espícula de esponja monoaxônica (20x; nicóis cruzados). E: bioclasto cirripedes (10x; nicóis descruzados). F: cimento de calcedônia, extraclastos de

quartzo e ooides (2,5x; nicóis cruzados). G: extraclastos de quartzo dissolvido (20x; nicóis cruzados). H: fácies Coquina (Coq) silicificadas com conchas substituídas por calcedônia e porosidade móldica (2,5x; nicóis cruzados; CHR-5-9).

Em termos geoquímicos (Apêndice 3 a 5), os teores de sílica quantificados são reflexo dos processos diagenéticos, mais precisamente das substituições de grãos carbonáticos por polimorfos de sílica e suas cimentações (Figura 5.20F e H). A presença de protomatriz na fácies Ac (Figura 5.20A) fez com que fossem identificados nessa fácies os maiores teores de Al_2O_3 (7-12%) e de K_2O (3% em média). Os teores dos óxidos de CaO e MgO não superaram 1%, demonstrando que não restou praticamente quaisquer resquícios geoquímicos das fases carbonáticas nas fácies Gob e Coq, tendo sido preservados apenas alguns de seus aspectos texturais (Figura 5.20B a H).

Os arenitos (fácies Ac) apresentaram para todos os elementos analisados depleção em relação ao PAAS. Os arenitos mostraram um leve enriquecimento dos terras raras pesados em relação aos leves, ao passo que os cherts apresentaram comportamento contrário, com os terras raras leves enriquecidos em relação aos pesados (Figura 5.21).

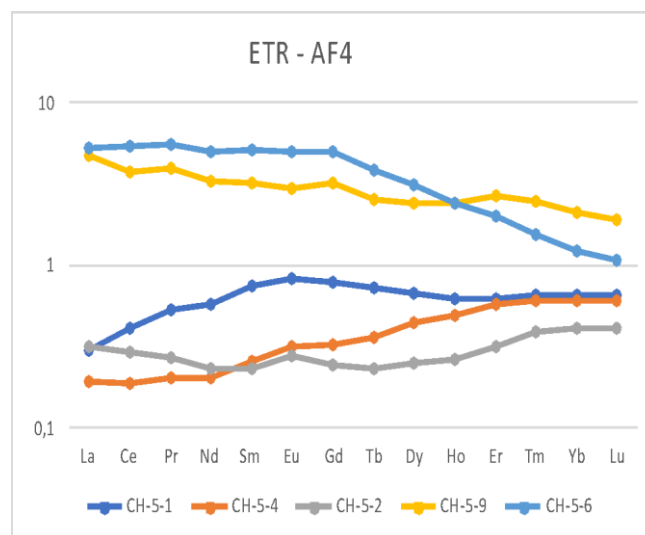


Figura 5.21. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de *shoreface/foreshore* (AF4; Taylor & McLennan, 1985).

interpretação

As litofácies que compõem essa associação representariam um sistema de praia com ação das ondas provavelmente em regiões menos protegidas, aonde não foi possível a formação das lagunas. Os arenitos com laminações cruzadas de baixo ângulo seriam formados nas regiões mais proximais da zona de *shoreface/foreshore* (Walker & Plint, 1992). Na porção mediana do *shoreface* ocorreria a sedimentação mista de ooides, bioclastos e grãos terrígenos, representada pela fácies Gob (Figura 5.20B

a G). Já nas zonas mais distais, próximo ao limite do *offshore transisiton*, abaixo do limite das ondas de tempo bom, ocorreria a deposição das fácies Coq e Sb (Figura 5.20H), aonde predominariam o fluxo oscilatório causado por tempestades e a decantação de finos (Tucker & Wright, 1990; Schwarz, 2018).

As razões U/Th dos cherts (fácies Gob e Coq) variaram entre 0,173 e 0,194, dentro do campo das assinaturas biogênicas para a sílica (Bostrom *et al.*, 1979; Chen *et al.*, 2012). A identificação de espículas silicosas de esponjas (Figura 5.20D), algumas dissolvidas (Figura 5.20B e C), pode responder, em parte, pela fonte dessa sílica.

Como observado na Figura 5.9, os dados geoquímicos (Apêndices 3 a 5) mostram que os arenitos de AF4 se separam muito bem dos arenitos de AF1 (subitem 5.1.1). Sob microscópio óptico, os arenitos AF4 são muito finos e imaturos (média de 20% de protomatriz argilosa - Figura 5.20A). As características texturais, que os separam dos arenitos AF1 são reflexo de sua deposição em ambiente marinho raso, contrapondo a deposição continental dos últimos.

Os gráficos da Figura 5.14 mostram uma das amostras de *chert* da AF4 com comportamento totalmente díspar em relação aos demais cherts da Formação Aracaré (origem hidrotermal em região de arcos vulcânicos), trata-se da amostra de coquina (Coq, Figura 5.19C e Figura 5.20H). Esse comportamento é reflexo dos elevados percentuais de Fe₂O₃ (7,5%) associados aos baixos teores de Al₂O₃ (2,5%) e SiO₂ (86%) encontrados na amostra. A análise microscópica explica essa composição, em especial seus aspectos diagenéticos, já que parte dos bioclastos não foi silicificado, mas dissolvido e a rocha sofreu cimentação/substituição por óxidos/hidróxidos de ferro durante a telodiagênese.

5.1.5 AF5 – Associação de fácies de barreira carbonática

descrição

A AF5 ocorre nos perfis de Curral de Cima (Figura 5.3), BR-101 (Figura 5.2) e em afloramentos isolados com suas maiores espessuras, de cerca de quatro metros, no primeiro perfil (Figura 5.3). As geometrias das camadas variam de tabulares a formatos de ‘*patches*’, sendo controladas pela variação das fácies internas. Essa AF é formada basicamente por grainstones ooidais (Goo; Figura 5.22A e B e Figura 5.23A e B), trombolitos (Tr; Figura 5.22C e Figura 5.23C e D) e estromatólitos em patches (Est; Figura 5.22D e Figura 5.23 E e F). Os contatos com outras AFs são geralmente erosivos.

Microscopicamente, a maioria dos carbonatos encontra-se silicificada, com exceção de algumas amostras das fácies Tr e Est. Os grainstones ooidais (Goo) apresentam boa seleção (grãos com tamanho

médio de 0,5mm) e são constituídos por oólitos (média de 77% - Figura 5.23A e B) e poucos bioclastos (média de 1%), 15% de cimento de sílica microcristalina (Figura 5.23B), com 7% de porosidade secundária, resultado da dissolução das partículas ooidais. As lâminas da fácies Tr possuem estrutura rugosa de composição ora dolomítica (Figura 5.23C), ora silicificada (Figura 5.23D). Elas são compostas por matriz dolomitizada ou silicificada (86% - Figura 5.23C e D), cimento de óxidos/hidróxidos de ferro telodiagnéticos (8%; Figura 5.23D) e porosidade secundária (6%). As lâminas com os estromatólitos arborescentes (Est) são formadas por pelóides (75%), extraclastos (10%) e bioclastos (4%) de possíveis espículas de esponjas, braquiópodes e equinodermas (Figura 5.23E a G). Possui cimentação principalmente de dolomita mesodiagnética (11%; Figura 5.23H). Sua porosidade média é de 3%, secundária, resultado da dissolução dos bioclastos (Figura 5.23F e G).

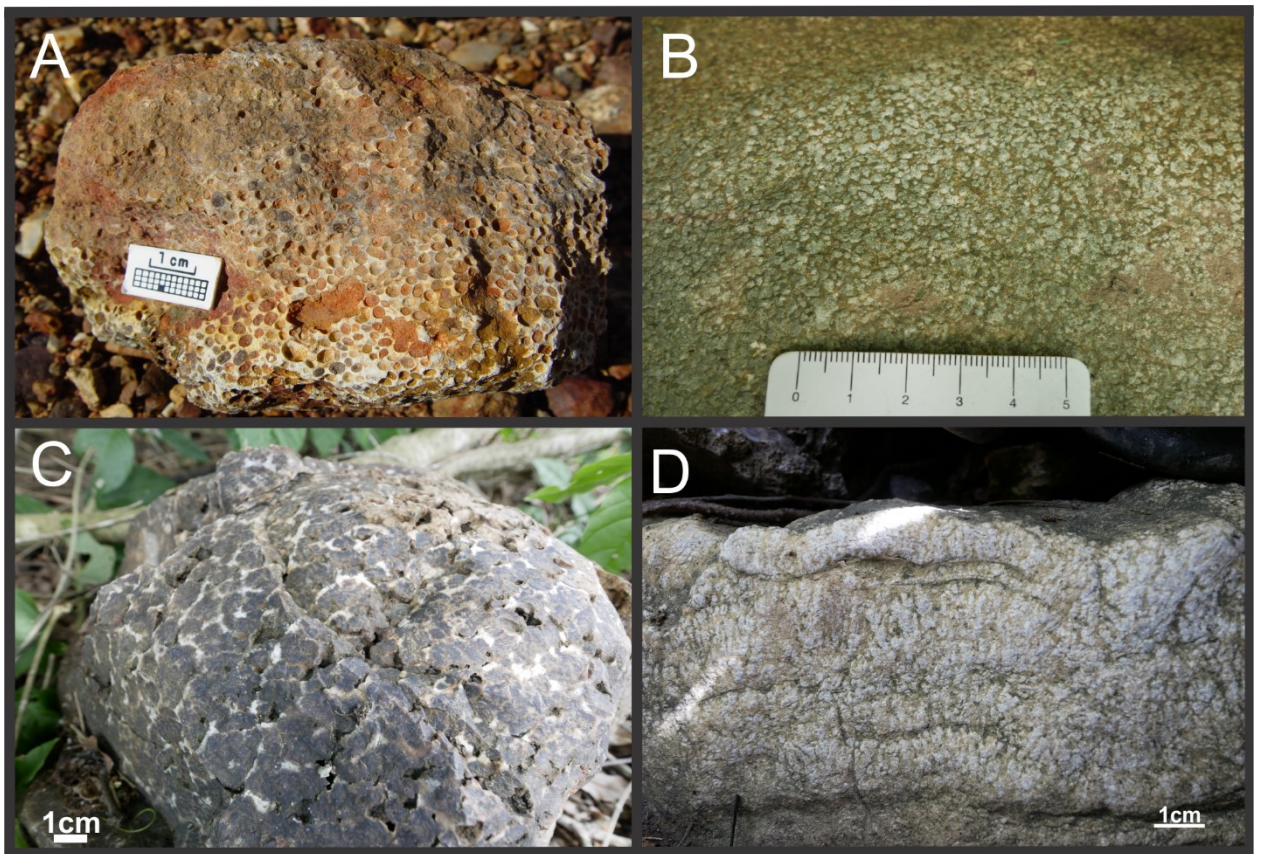


Figura 5.22. Associação de fácies barreira carbonática. A: afloramento isolado de grainstones ooidais (Goo). B: Detalhe da textura oolítica da fácies Goo. C: trombolitos silicificados com coágulos brancos (CUR-53). D. E: estromatólito arborescente com topo ondulado (CUR-55).

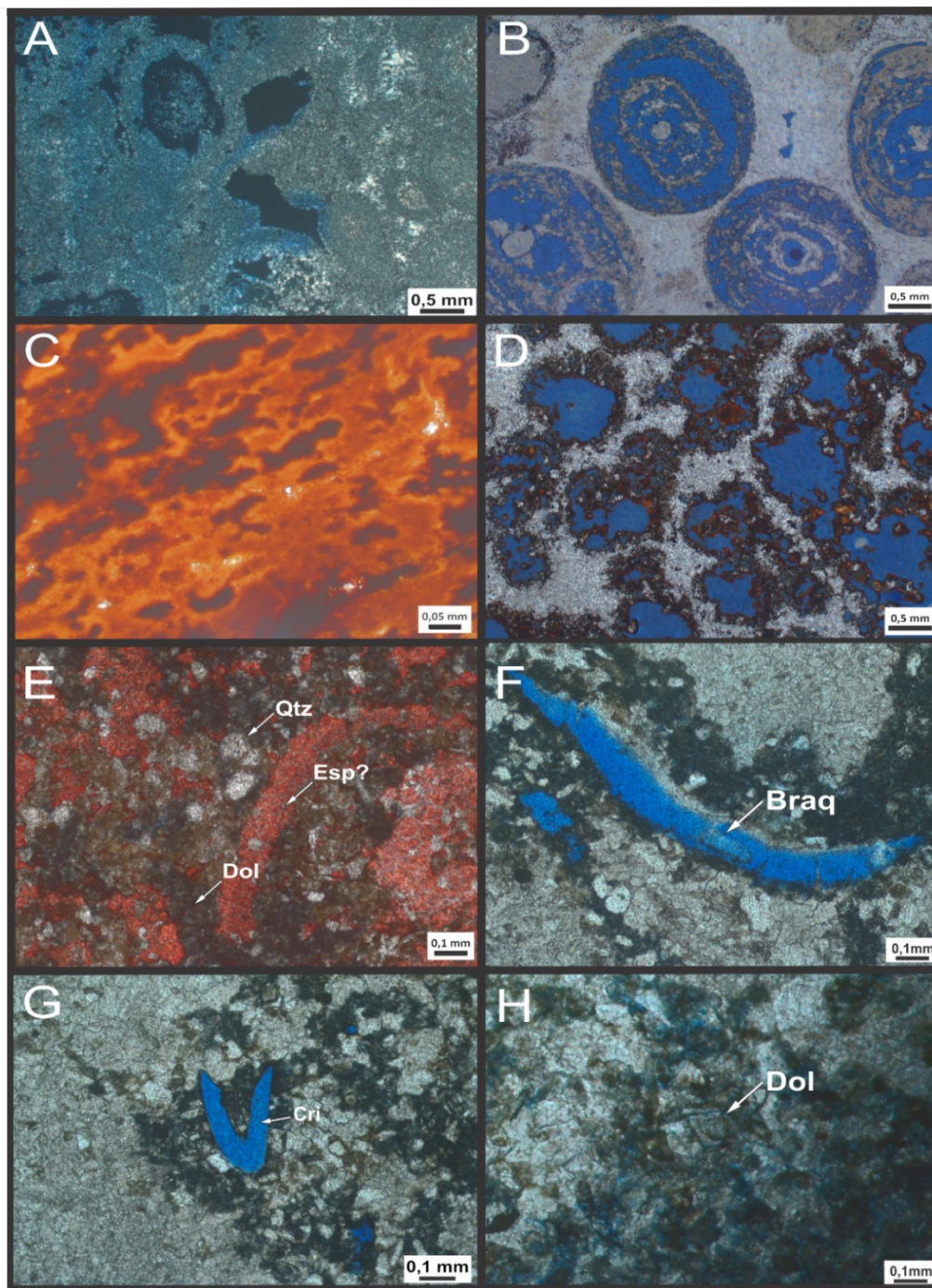


Figura 5.23. Microfotografias da associação de fácies barreira carbonática A: oolitos (Goo) substituídos e cimentados por sílica microcristalina (2,5x; nicóis cruzados; BAT-3-15) B: lâmina contendo oolitos (Goo) dissolvidos e cimentados por sílica (2,5x; nicóis descruzados; CUR-20). C: lâmina de trombolito (Tr) dolomítico apresentando estrutura rugosa (20x; nicóis cruzados; CUR-38). D: trombolito (Tr) silicificado apresentando ferruginização e dissolução (2,5x; nicóis descruzados; CUR-53). E a H fácies Est (CUR-55) E: lâmina de

estromatólito (Est) arborescente, evidenciando seu conteúdo calcítico através da alizarina, contendo bioclasto de possível espícula calcítica, matriz dolomitizada e extraclastos de quartzo (10x; nicóis cruzados). F: porosidade móldica de possível braquiópodes (10x; nicóis descruzados). G: porosidade móldica de equinodermo 10x; nicóis descruzados. H: dolomita mesodiagenética na fácies Est (10x; nicóis descruzados).

Os dados geoquímicos (Apêndice 3 a 5), em especial os teores de sílica quantificados, foram, mais uma vez, controlados pelos processos diagenéticos observados, mais precisamente pelas cimentações e substituições por polimorfos de sílica (Figura 5.23A, B e D). As amostras da fácies Goo, que estão completamente silicificadas, possuem teores de SiO₂ muito altos, entre 96 e 98%, já os carbonatos das fácies Tro e Est, que ainda preservaram as parte de suas texturas carbonáticas (Figura 5.23C), apresentaram teores variando entre 7 e 15%. A concentração de Fe₂O₃ apresenta seu maior valor de 7% na fácies Tro, resultado dos processos telodiagenéticos (Figura 5.23D). Destaque para os teores de CaO na fácies Est (41%), que contém a maior preservação de calcita de toda a formação (Figura 5.23E) e MgO na fácies Tr (13,6%). Também refletindo diferenças diagenéticas, os valores de PPC das fácies silicificadas atingiram no máximo 1,5%, enquanto nos demais carbonatos os valores ficam entre 36 e 39%.

Em termos de concentração de ETR (Apêndice 5), com exceção da fácies Est, todas as amostras apresentaram enriquecimento nos elementos terras raras pesados em relação aos leves (Figura 5.24).

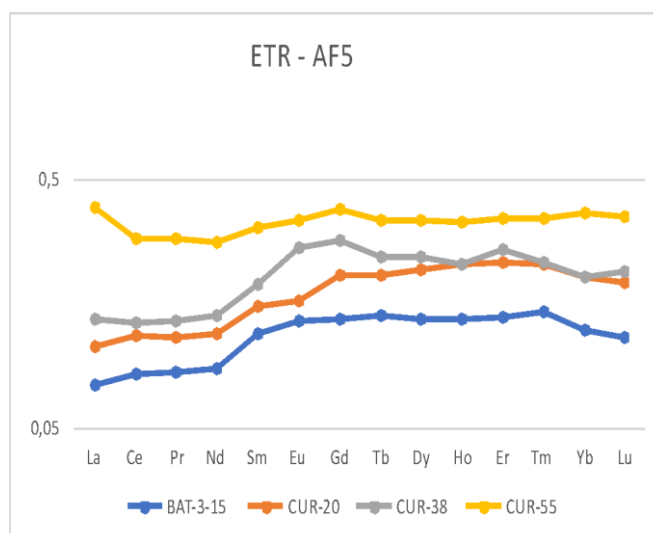


Figura 5.24. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de fácies barreira carbonática (AF5; Taylor & McLennan, 1985).

Os resultados da análise de isótopos de carbono e oxigênio na amostra dos estromatólitos em *patches* (Est) está na tabela 5.3, sendo ambos levemente negativos.

interpretação

Os *grainstones* ooidais são interpretados como formados em barras oolíticas na região de submaré, constituindo bancos carbonáticos que limitariam a franca circulação e ação de ondas nas regiões costeiras permitindo o desenvolvimento das lagunas protegidas representadas pelas fácies da AF4 (Tucker & Wright, 1990; Rankey & Reeder, 2011; Zeller *et al.*, 2015). Os trombolitos e estromatólitos (Figura 5.22C e D e Figura 5.23C a H) em forma de patchs seriam como bioconstruções microbiais (biohermas) que comporiam essa barreira protetora da laguna junto às barras oolíticas na região de submaré (James & Bourque, 1992). A análise dos *cherts* (Figura 5.14) *corroborar* a hipótese de uma deposição em ambiente plataformar para a AF5, cuja sílica teria origem biogênica.

O comportamento dos ETR, associado aos valores das anomalias de Ce dos carbonatos (entre 0,9 e 1,0), *corroborar* com a hipótese de que essas rochas foram depositadas em ambiente marinho raso (Murray *et al.*, 1990). As razões La/Ybn (entre 0,64 e 1,09) Y/Ho (entre 25,88 e 30,46) e Pr/Yb (entre 1,55 e 2,40) encontradas nos microbialitos (fácies Est e Tro) mostram, novamente, a importância do aporte terrígeno, principalmente na forma de pequenos grãos de quartzo (Figura 5.23C, E e F), com uma entrada menor na quantidade de terrígenos na região de deposição da Est, o que se pode estar vinculado a melhor preservação de sua fase carbonática, evidenciadas nas lâminas (Figura 5.23E a H) e nos percentuais de CaO e MgO (Apêndice 3).

5.1.6 AF6 – Associação de fácies de *tidal inlets*

descrição

A AF6 possui ocorrência restrita, sendo exclusiva do perfil de Curral de Cima (CUR – Figura 5.3) e de alguns afloramentos isolados como Pescocinho. Sua espessura média é de poucos metros, chegando a um máximo de quase quatro metros (Figura 5.3). A geometria das camadas não está dentro da janela de observação dos afloramentos. As principais litofácies são brechas mistas carbonato-siliciclásticas (Br; Figura 5.25A) e Grainstones intraclásticos (Gi; Figura 5.25B)

Sob microscópico óptico, a fácies Gi apresenta seleção moderada a boa (moda do tamanho dos grãos = 0,6 mm) e é constituída por intraclastos (média de 43%; Figura 5.26C), oóides (20%), bioclastos (10%) de serpulídeo, moluscos bivalves e gastrópodes (Figura 5.26.D e E) e pelóides (5%). Com apenas 4% de porosidade secundária (dissolução de bioclastos), o destaque fica para os 18% de cimento de sílica microcristalina, com mimetismo de possíveis cimentações prismáticas (Scholle & Ulmer-Scholle 2005; Figura 5.26E). A fácies de brecha mista (Br) é caracterizada por 63% de intraclastos angulosos de trombolitos, mudstones e de grainstones ooidais (tamanho médio de 0,8cm), silicificados (Figura 5.26A

e B), além de abundantes extraclastos (25%) muito angulosos, quase todos grãos de quartzo (Figura 5.26B). Possui ainda 7% de matriz argilosa e 5% de porosidade secundária (dissolução de bioclastos e intraclastos).

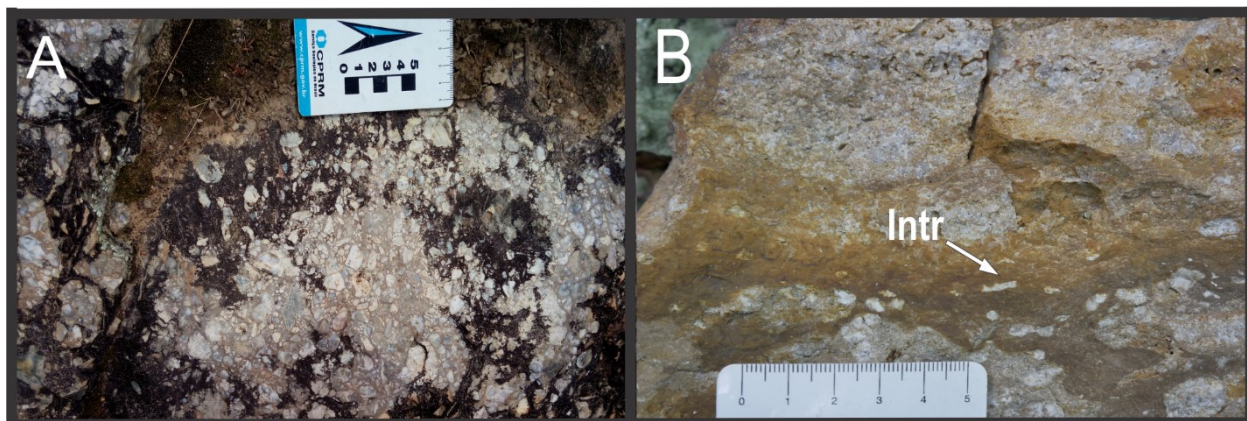


Figura 5.25. Associação de fácies *tidal inlet* (AF6). A: afloramento de brecha mista mal selecionada (Br). B: afloramento de *grainstone* intraclástico mostrando intraclastos dispersos (Gi).

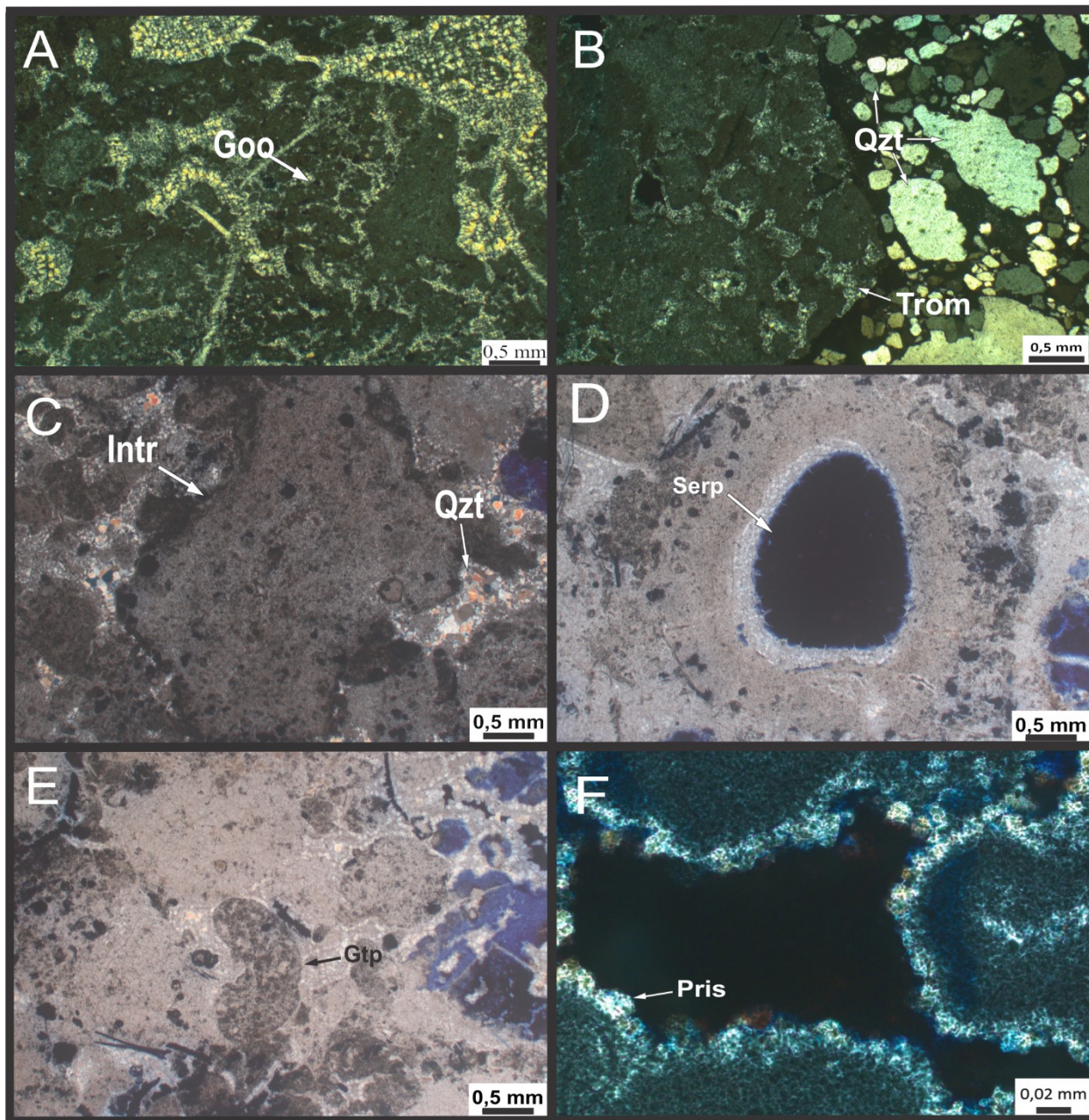


Figura 5.26. Microfotografias da associação de fácies tidal inlet (AF6). A e B: brecha mista (Br; 2,5x; nicóis cruzados; CUR-42) A: lâmina da fácies de brecha mista (Br) contendo clastos de *grainstones* ooidais silicificados (Goo) parcialmente dissolvidos. B: lâmina da fácies de brecha mista contendo clastos de trombolitos e extraclastos de quartzo. C a F (Cur-12) C: lâmina da fácies de *grainstone* intraclástico (Gi) evidenciando a forte substituição por sílica e a formação de quartzo autigênicos. D: serpulídeo em fácies Gi. E: gastrópode em fácies Gi. F: possível cimentação de calcita prismática substituída por sílica na fácies Gi.

Os dados geoquímicos (Apêndice 3 a 5) mostram que como nas associações anteriores, os teores de sílica da AF6 se assemelham aos de rochas siliciclásticas, variando entre 90 e 98% nas fácies Gi e Br, respectivamente. Esses teores são resultado dos processos diagenéticos de substituição/cimentação pelos polimorfos de sílica (Figura 5.26). Apesar das texturas carbonáticas preservadas, os teores de CaO e MgO são extremamente baixos, não chegando nem a 1%, assim como também os valores de PPC.

As duas amostras analisadas nessa associação, ambas cherts (fácies Br e Gin) apresentaram distribuições semelhantes dos ETR, com um incipiente enriquecimento dos terras raras leves em relação aos pesados (Figura 5.27).

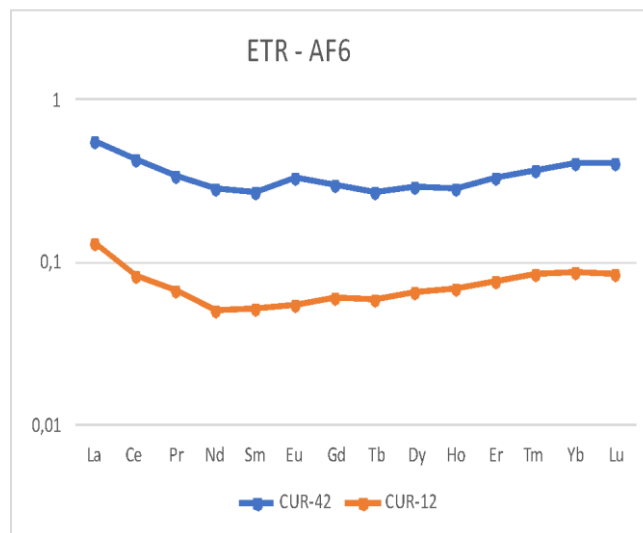


Figura 5.27. Distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo PAAS da associação de *tidal inlets* (AF6; Taylor & McLennan, 1985).

interpretação

A AF6 representa ambientes de alta energia aonde as correntes de maré seriam canalizadas entre as barreiras protetoras das barras oolíticas e corpos recifais, formando os deltas de maré cheia e vazante (*flood tidal inlet* e o *ebb tidal inlet* - Tucker & Wright, 1990). Os *grainstones* intraclásticos (Figura 5.25B) representariam a passagem dos *tidal inlets* em condições de tempo bom, enquanto as brechas mistas marcariam condições de tempestades, de energia maior, quando intraclastos das litofácies das barreiras protetoras seriam arrancados e redepositados (Figura 5.26A e B), além de haver um grande carreamento de sedimentos terrígenos poucos transportados para essas zonas. Tal fácies também poderia ser interpretada como depósitos da frente do recife/barreira carbonática (*fore-reef* - Radke, 1980; Flugel, 2004).

As anomalias de Ce, com valores em torno de 0,9, são típicas de ambientes oxidantes, o que

corroborar a hipótese de um ambiente de alta energia para sua deposição. Mais uma vez, as razões U/Th apresentaram valores de 0,502 (fácies Br) e 0,094 (fácies Gin), indicativas de fonte biogênica para a sílica (Bostrom *et al.*, 1979; Chen *et al.*, 2012). Proxies geoquímicos indicativos de salinidade e nível de oxidação como Rb/Sr e V/Cr (Campbell & Williams, 1965; Jones & Manning, 1994) apontaram para águas salobras a salinas, em função dos aportes terrígenos e condições oxidantes a disoxicas, dependendo do nível de profundidade da laguna/planície de maré e da proximidade com as áreas de aporte terrígeno. A análise dos cherts (Figura 5.14) apontam para a hipótese de uma origem biogênica para a sílica, o que reforça a ideia de que essas rochas foram depositadas em ambiente plataformar.

5.2- PALEOAMBIENTES, PALEOGEOGRAFIA E PALEOCLIMA

As rochas da Formação Aracaré, analisadas neste trabalho, revelaram associações de fácies típicas de ambientes costeiros-marinhos, que interagiram lateralmente por um bom tempo, ao longo de uma rampa, às margens de um mar epicontinental (Figura 5.28; Figura 5.29 e Figura 5.30). A distribuição paleogeográfica das fácies aponta para a existência de regiões dominadas por sedimentação subaquosa na porção W/SW da bacia (Figura 5.31), representadas principalmente pelos afloramentos da BR-101 (Figura 5.2). Os depósitos eólicos predominariam nas porções N-NE, para onde apontam os paleoventos medidos (Figura 5.5 e Figura 5.31).

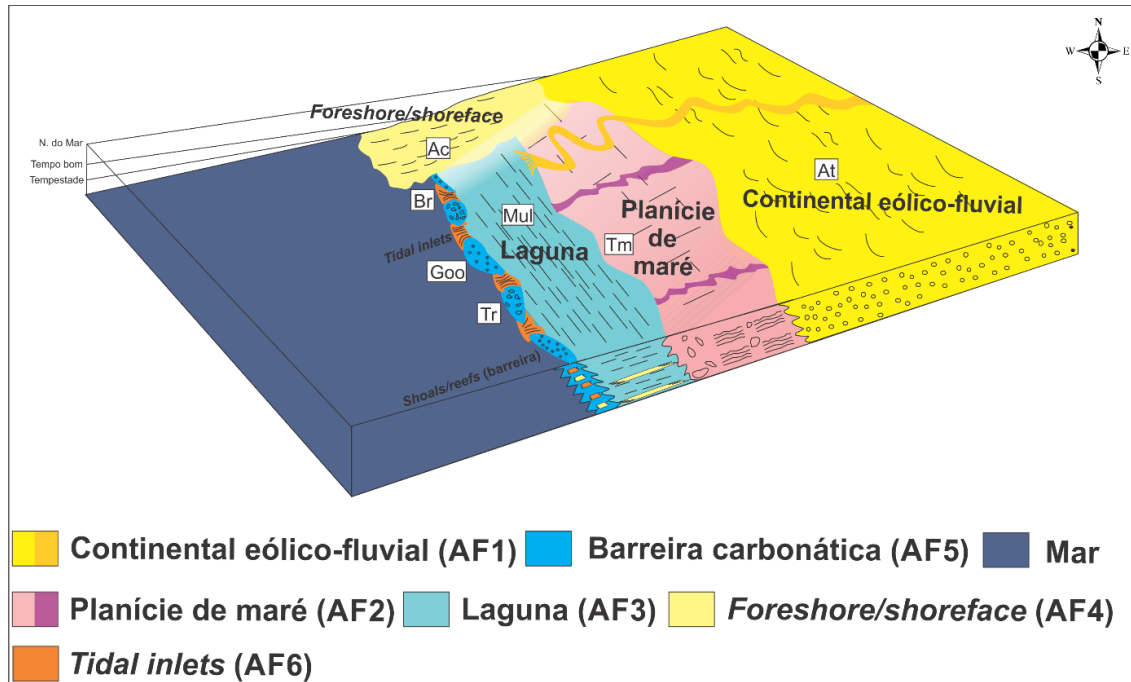


Figura 5.28. Modelo deposicional para a Formação Aracaré durante o Eopermiano. Foram plotadas na figura as principais fácies de cada subambiente. At: Arenito com estratificação tangencial. Tm: Tapete microbiano. Mul: Mudstone laminado. Ac: Arenito com cruzada de baixo ângulo. Br: Brecha mista. Goo: *Grainstone* ooidal. Tr: Trombolito.

A evolução desse sistema costeiro foi caracterizada por frequentes mudanças no espaço de acomodação devido a constantes variações do nível de base, ocasionando uma sedimentação mista terrígena carbonática, comum no início do Permiano (Chumakov & Zharkov, 2002; Ng *et al.*, 2019). A distribuição vertical de fácies, em especial o perfil Curral de Cima (Figura 5.3 e Figura 5.29), mostra uma gradativa passagem dos subambientes continentais, mais proximais, para o predomínio de sedimentação subaquosa, advinda de W (Figura 5.31). A região do perfil de Cabo do Pasto provavelmente sempre foi uma região mais alta, onde não foram depositadas as fácies subaquosas do Mb. Boacica da Formação Batinga, nem fácies subaquosas da Formação Aracaré. Tais ambientes costeiros-marinhos e alta variabilidade no registro sedimentar encontrado podem ser atribuídos à paleogeografia e à paleoclimatologia vigentes no Eopermiano (Scotese & Langford, 1995; Rees *et al.*, 2002; Scotese, 2013).

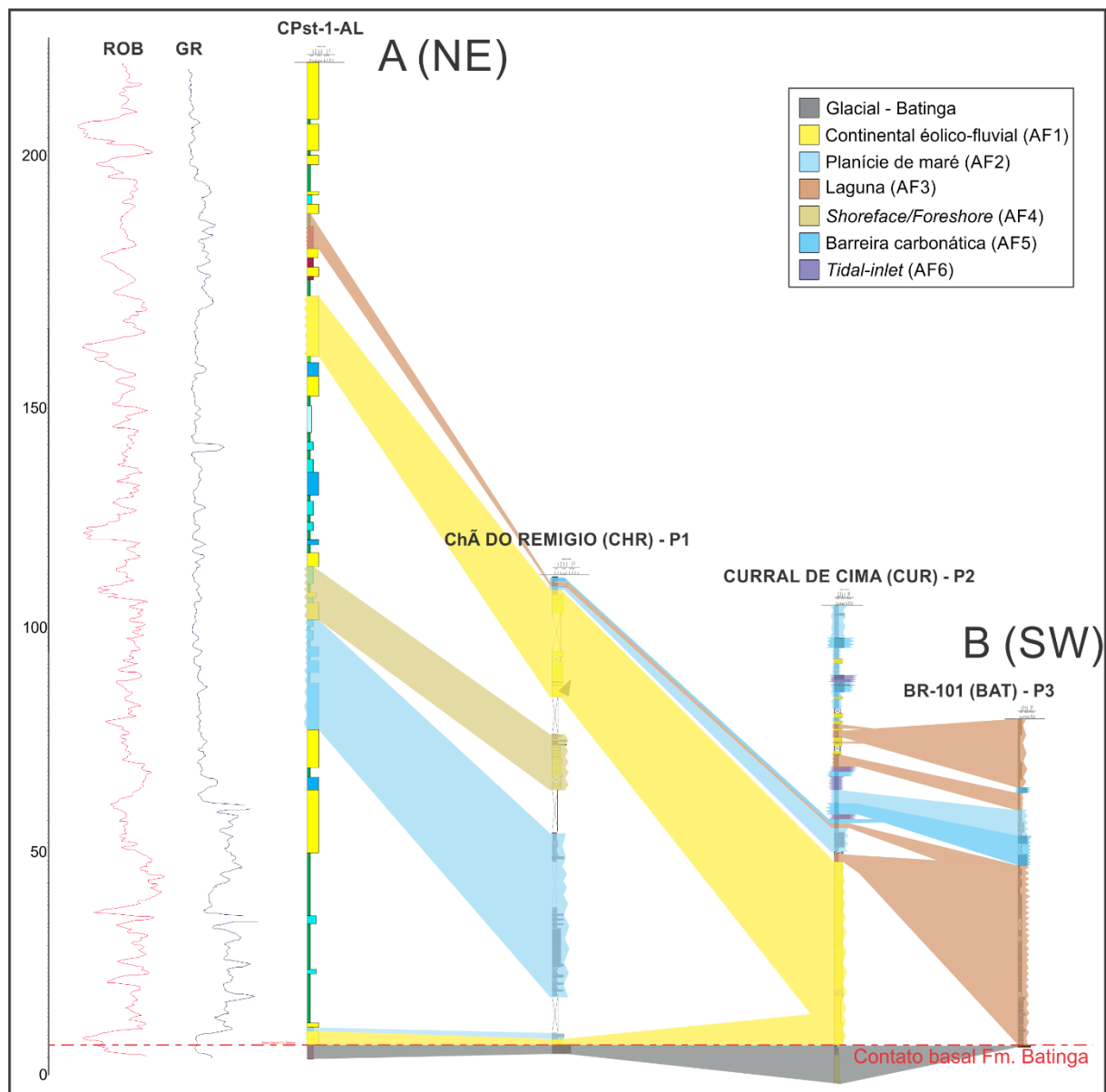


Figura 5.29. Correlação das seções estratigráficas com datum no contato da Formação Aracaré com a Formação Batinga. Foi interpretado um perfil de poço para auxiliar na correlação (Schaller, 1970). Ver Figura 4.1 para localização dos perfis e poço.

A paleogeografia da bacia de Sergipe-Alagoas, aqui proposta, não condizia com a distribuição areal mais comumente aceita para o mar epicontinental existente no Brasil durante o Eopermiano. A maioria dos modelos mais aceitos para a paleogeografia do continente Gondwana no período Eopaleozoico não apontavam a existência de um mar interior na região da atual bacia de Sergipe-Alagoas (Scotese & Langford, 1995; Rees *et al.*, 2002), que se encontraria no interior do continente (Figuras 3.2 e 3.3). Somente no modelo mais recente de Scotese (2013 - Figura 5.30) esse mar tangenciaria a Bacia de Sergipe-Alagoas.

Depósitos deste extenso mar, porém, estão registrados em diversas bacias sulamericanas (Figura 3.9) e africanas. A NW, os evaporitos da Formação Nova Olinda nas bacias do Amazonas e Solimões (Caputo, 1984), os carbonatos da Formação Palmarito – Bacia Mucuchachi/Venezuela (Laya & Tucker 2012), incluindo registros fósseis de espículas de esponjas e *cherts* (Ribby, 1984) e os evaporitos do Grupo Titicaca/Bolívia (Di Pasquo *et al.*, 2017). A Formação Pedra do Fogo na bacia do Parnaíba, mais a NW, com sua sedimentação pelítica e intensa silicificação (Góes & Feijó, 1995, Andrade & Nogueira, 2018); o Grupo Guatá (formações Palermo e Rio Bonito) e a base da Formação Irati na bacia do Paraná, mais a SW, com seus depósitos marinhos e deltaicos (Rohn *et al.*, 2015; Ng *et al.*, 2019), incluindo a presença de *cherts* e espículas de esponjas silicosas (Ng *et al.*, 2019); mais a W, as formações Santa Brígida e Afligidos (esta datada por Rb/Sr como sendo do Artinskiano-Sakmariano, 290±21Ma.) na bacia de Tucano e Recôncavo, respectivamente, com seus evaporitos e laminitos algais (Ingvald, 1995; Costa *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2012a). Na contraparte africana, mais a E, contidos no Grupo L'Agoula da bacia do Gabão, representado principalmente pela Formação Koumiki (Grupo L' Agoula), estão *cherts* e dolomitos associados a estromatólitos silificados (Jardine *et al.*, 1969). Dessa maneira pode-se interpretar que a paleogeografia do mar restrito da Formação Aracaré continuaria para E, além dos atuais limites da atual bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 5.31).

A abertura desse mar epicontinental ainda é fonte de debates. Aparentemente, sua entrada no continente Gondwana ocorreu em mais de uma frente (Figura 5.30). No norte, Caputo (1994) estudando as bacias sedimentares do norte do Brasil, relata evidências de uma transgressão marinha no Eopermiano, advinda de W (em direção à bacia de Sergipe-Alagoas -Figura 5.30). Para este autor, a Bacia do Solimões teria uma melhor comunicação com o mar que a Bacia do Amazonas, cuja espessura de evaporitos aponta para um ambiente com circulação mais restrita, sendo a salinidade de ambas controlada por variações globais do nível do mar e pelo paleoclima. A noroeste, Laya & Tucker (2012) descrevem uma rampa carbonática na Venezuela, que mergulharia em direção ao mar, situado ao norte. Já no sul, Milani *et al.*, (2007) propuseram, para a Bacia do Paraná, a existência de um ciclo transgressivo-regressivo no final do Paleozoico, que teria se originado a partir da incursão de águas marinhas em direção ao interior do Gondwana (sentido N/NE – em direção à bacia de Sergipe-Alagoas

-Figura 5.30), no Eopermiano (Taboada *et al.*, 2016). Ng *et al.*, (2019), ao estudarem sedimentos permianos dessa bacia (Grupo Passa Dois), propuseram que tal transgressão marinha teria ultrapassado os limites da Bacia do Paraná, se estendendo para outras bacias na América do Sul e na África, formando um paleomar epicontinental maior do que originalmente aceito. Estes autores também relatam a presença de espículas silicosas de esponjas nos sedimentos e de camadas de *chert*. Relações estratigráficas com camadas compostas por sedimentos glaciais subjacentes parecem indicar que a formação desse mar epicontinental, teria ocorrido em um episódio de máxima inundação, vinculado à deglaciação de grandes geleiras do LPIA (*Last paleozoic ice age*), que teria fornecido as águas frias e ricas em nutrientes para formação dos vários mares interiores no Pangea, (Lavina & Lopes, 1987; Gates *et al.*, 2004).

A paleogeografia e distribuição temporal dos depósitos eo-mesopermianos brasileiros refletem também o gradual aquecimento do Gondwana de Norte pra Sul durante o final do Carbonífero e início do Permiano (Limarino *et al.*, 2014). Enquanto que para o Eopermiano a porção Norte e Nordeste do Brasil apresentam registros de sedimentação marinha e de clima quente a ameno, na porção centro-sul há registros de sedimentação em clima glacial, referente a LPIA (Caputo, 1984; Limarino *et al.*, 2014). Estes depósitos estão representados principalmente pelos Grupos Santa Fé na bacia San Fransiscana e Itararé e Formação Aquidauana na bacia do Paraná. (Campos & Dardenne, 1997; Milani *et al.*, 2007). Na bacia do Paraná, o fim da última glaciação do Paleozóico começa a apresentar registros atuais na porção mediana a superior do Eopermiano e início do Mesopermiano com a sedimentação transicional-marinha dos Grupos Guatá e Passa dois (Perinotto & Fulfaro, 2001; Milani *et al.*, 2007; Ng *et al.*, 2019).

Depósitos glaciais do Nordeste brasileiro (Bacia de Sergipe-Alagoas e *Rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá) datados até o momento como Neocarboníferos são fontes de debate já que, pela paleolatidade a qual se encontravam nesse período, não se esperariam depósitos glaciais para tais localidades (Brito *et al.*, 1985; Magnativa *et al.*, 2003; Da Silva *et al.*, 2007; Caputo & Santos, 2018). Caputo & Santos 2018 atribuem uma possível idade Siluriana a esses depósitos glaciais.

São frequentes os relatos de silicificações e fósseis de espículas silicosas de esponjas nos registros desse mar epicontinental. Cabe destaque, no entanto, ao primeiro registro desses fósseis na Bacia de Sergipe-Alagoas, feito durante a realização deste trabalho (Silva *et al.*, 2019 – Figura 5.19C e D). Na realidade, o Permiano em todo o mundo é marcado por importantes eventos de silicificações correlatos temporalmente. Essa característica do período foi observado por Murchey & Jones (1992) que caracterizaram neste período um evento que denominaram de *Permian Chert event* (PCE), abrangendo desde o Eopermiano até o Neopermiano. O processo das silicificações permianas se encaixa perfeitamente no modelo de Knauth (1979), no qual as substituições dos carbonatos por sílica ocorreriam em eodiagênese, na zona de mistura, com origem biogênica da sílica a partir de espículas de esponjas

em plataformas rasas, com águas ricas em nutrientes oriundas dos grandes eventos de inundação no início do Permiano (Murchey & Jones, 1992, Scholle & Ulmer-Scholle 2005, Ritterbush, 2018). Esses mares interiores e restritos possibilitaram condições paleoambientais e diagenéticas ideais para a difusão dos *cherts*, principalmente em ambientes rasos. As análises geoquímicas dos *cherts* da Bacia de Sergipe-Alagoas corroboram a hipótese da origem da sílica biogênica para as silicificações (Figura 5.14).

A proliferação de abundantes esponjas silicosas em regiões da plataforma sob ação de ondas durante o Permiano foi relatada por inúmeros autores (Ribby, 1984; Beauchamp & Baud 2002, Gates *et al.*, 2004, Ritterbush, 2018). A ocorrência de uma fácies “espiculitos”, um *grainstone* formado por espículas de esponjas contendo estruturas trativas de águas rasas, atestaria a abundância de esponjas nos mares interiores do Pangea. Um modelo deposicional de rampa foi proposto por Gates *et al.* (2004) e denominado de *glass ramps*, em virtude da abundância de sílica na plataforma continental. Elas representam um equivalente biossilicioso das rampas carbonáticas (Figura 3.14), incluindo fácies que variam desde ambientes bem oxigenados a regiões de baixa energia e salinos, com espículas transportadas para todos os sub-ambientes (Matheson & Frank, 2020). Infelizmente, tal modelo possui aplicação restrita a sequências aonde há ocorrências dos espiculitos. Apesar das bacias sulamericanas e africanas apresentarem no registro permiano pós-glacial uma grande diversificação de camadas de *chert* e carbonatos com diferentes graus de substituição por sílica, a fácies “espiculito” nunca foi encontrada.

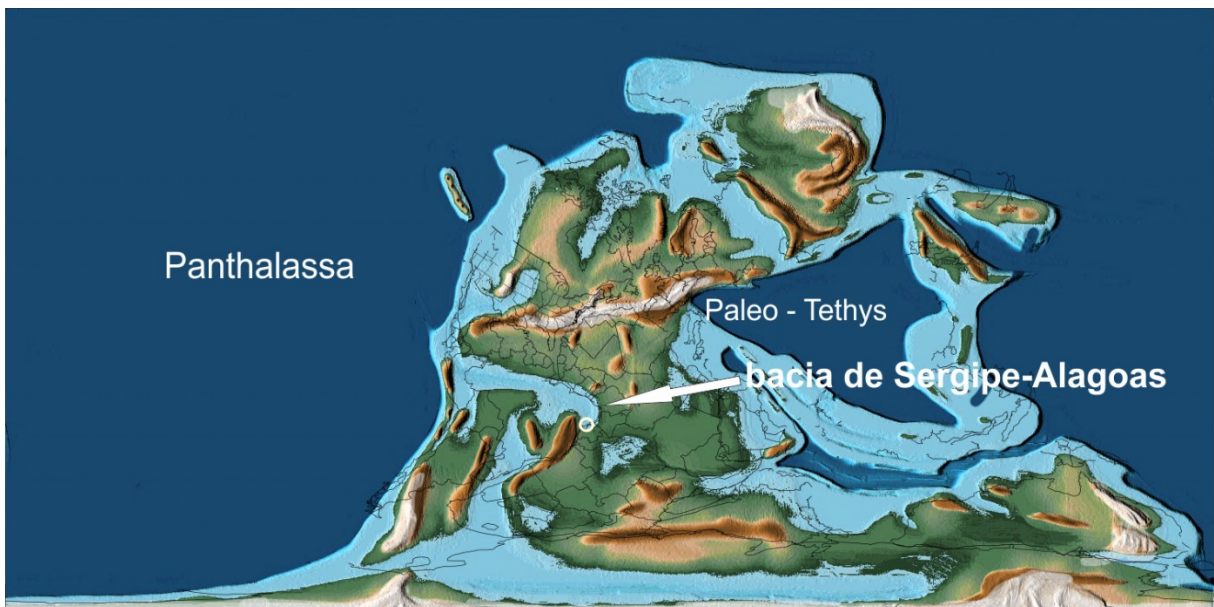


Figura 5.30. Mapa paleogeográfico do Gondwana durante o Permiano com destaque para posição da atual bacia de Sergipe-Alagoas (Scotese, 2013).

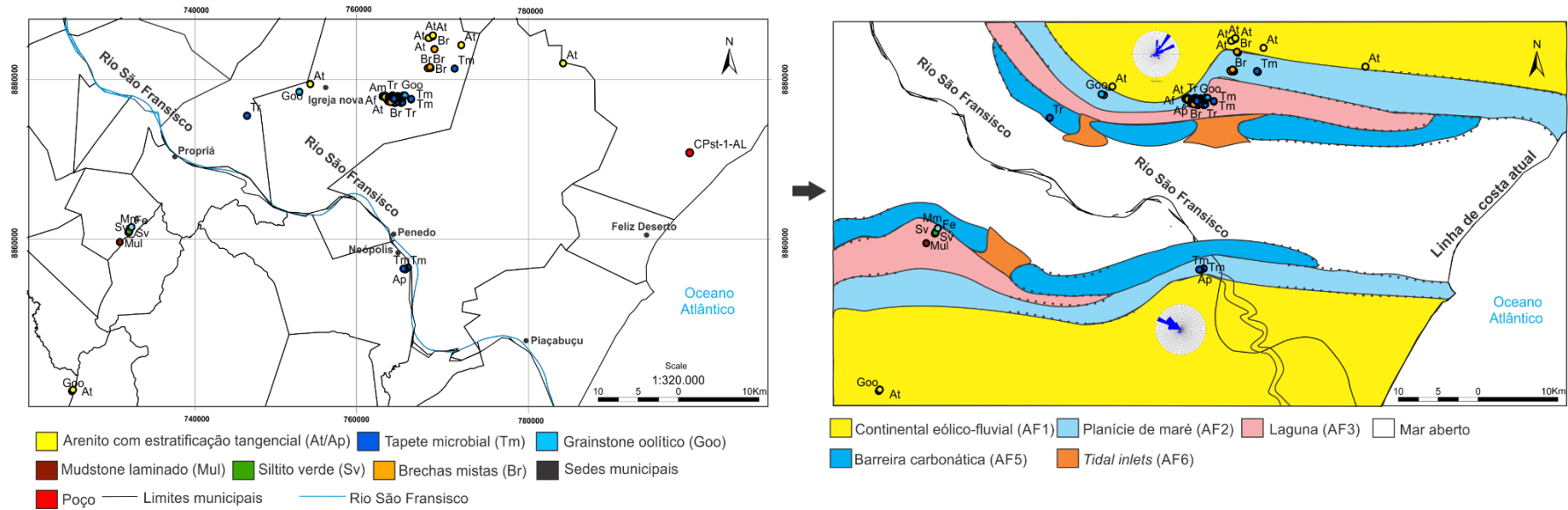


Figura 5.31. Mapa paleogeográfico da Formação Aracaré com extrapolação dos ambientes sedimentares além das áreas aflorantes ou não mapeadas da atual bacia de Sergipe-Alagoas. Paleocorrentes eólicas apontam para N-Ne (n=99) e fluviais para Nw (n=24). Associação de fácies *Shoreface/Foreshore* não está exibida no mapa em função da sua baixa representatividade nos perfis (Figura 5.1).

A bacia de Sergipe-Alagoas, durante o Eopermiano, estaria localizada dentro do cinturão árido, entre as latitudes de 40° e 50°, o qual experimentaria um clima de monções com crescente aridez. Esse clima refletiria a grande continentalidade e aumento da pressão de CO₂ causados pelo soerguimento de cadeias montanhosas consequente da aglutinação do Pangea, isolando a porção interior do continente e aumentando a aridez (Figura 5.30; Chumakov & Zharkov, 2002; Eastwood, 2008; Laya & Tucker, 2012). No caso da Formação Aracaré, a interpretação paleoclimática dos sedimentos terrígenos corroborou com a hipótese de um clima de monções, indicando a existência de um clima semiárido/árido com períodos chuvosos (mais húmidos). Dados das fácies/microfácies e geoquímicos mostram isso claramente.

Os dados geoquímicos dos sedimentos terrígenos das diferentes AFs, representados na Figura 5.32, mostram uma tendência dos pelitos se depositarem durante os períodos mais secos (Suttner & Dutta, 1986), enquanto as areias teriam sido erodidas, transportadas e depositadas nas fases de maior pluviosidade e, conseqüentemente, maior energia. Ainda nos períodos mais secos, de maior evaporação, gretas de ressecamento teriam se formado (Figura 5.10).

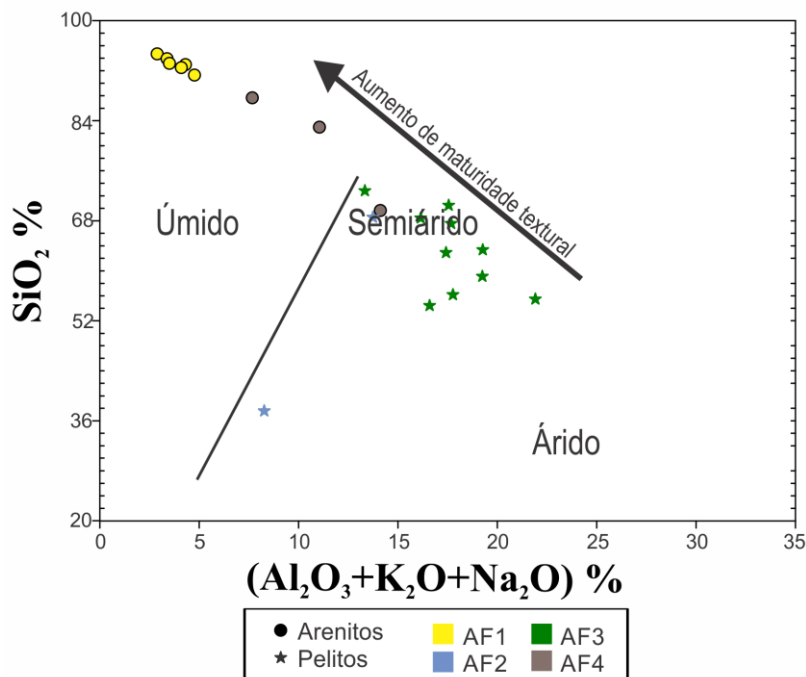


Figura 5.32. Diagrama SiO₂ wt% versus (Al₂O₃ +K₂O+Na₂O) wt% indicador das condições paleoclimáticas durante a sedimentação da Formação Aracaré (Suttner & Dutta, 1986). Os arenitos de AF1 caíram essencialmente no campo úmido, enquanto que o pelitos de AF2 e AF3 foram plotados no campo de clima semiárido. Os arenitos de AF4 se localizam na transição de clima úmido e semiárido.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As análises das rochas pertencentes à Formação Aracaré permitiram a elucidação de várias questões a respeito do ambiente deposicional, da evolução diagenética (incluindo silicificações) e da paleogeografia/paleoclima desta região central do Gondwana durante o Eopermiano. Assim, é possível se inferir que na região onde hoje se encontra a Bacia de Sergipe-Alagoas, como parte de um mar epicontinental, se desenvolveu uma rampa mista voltada para W, com depósitos carbonáticos e siliciclásticos, rodeada por um campo de dunas eólicas.

A presença de carbonatos com texturas indicativas de sedimentação em ambientes plataformais, geoquímica e faciologia dos pelitos indicando ambientes costeiros e nítida interdigitação com subambientes continentais apontam para deposição em um corpo aquoso, relativamente restrito com extensiva ação microbiana e áreas lagunares e de planície de maré protegidas por barras oolíticas e construções recifais de microbialitos. Localmente, áreas não protegidas sofriam com a ação de ondas e fortes tempestades. Esse corpo aquoso estaria rodeado por campos de dunas e rios de pequeno/médio porte fornecendo grande quantidade de material detrítico ao ambiente marinho. Assim, os depósitos eólicos-fluviais continentais (AF1) ocorrem comumente interdigitados com depósitos de planície de maré (AF2) e laguna (AF3). Subordinadamente a essas principais associações de fácies, ocorrem os depósitos mais distais de alta energia compostos por barreiras carbonáticas (AF5) e *tidal inlets* (AF6) que possibilitaram a deposição das associações de fácies AF2 e AF3. Ocorrendo lateralmente a essas principais fácies ou entre regiões protegidas, também ocorre a sedimentação dominada por ondas em zonas de *shoreface/foreshore* (AF4).

A presença de extensivos depósitos eólicos associado a várias estruturas de ressecamento (*tepees* e gretas) em contraponto ao grande aporte terrígeno e a presença de troncos fósseis de pteridófitas silicificados apontam para uma sedimentação em um clima semiárido sazonal, com forte continentalidade, com possível influência de monções. O clima seria reflexo de sua posição paleogeográfica, dentro do chamado cinturão árido, entre as latitudes de 40° e 50°.

A evolução diagenética da Formação Aracaré foi extremamente influenciada pelas silicificações eodiagenéticas. A origem biogênica dos cherts foi atestada pela ocorrência das espículas de esponjas (cuja presença foi pela primeira vez comprovada durante este trabalho) e pelas análises geoquímicas. Apesar da grande diversificação de camadas de *cherts* e carbonatos com diferentes graus de substituição por sílica, a fácies chamada “*espiculito*” não foi encontrada. Infelizmente, como o modelo *glass ramps* possui aplicação restrita a sequências aonde há ocorrências dos espiculitos, não foi possível se associar os *cherts* Aracaré a esse modelo. Em contrapartida, a grande quantidade de silicificações, seus tipos e a presença de espículas de esponjas parecem indicar uma correlação da deposição Aracaré com o *Permian*

Chert Event (PCE - Murchey & Jones, 1992). Por isso, como complemento do presente estudo, recomenda-se uma caracterização mais detalhada das fases silicosas e dos *cherts* através de análises isotópicas de silício (Marin-carbonne *et al.*, 2014; Lin *et al.*, 2017).

Os resultados das análises isotópicas se mostraram ainda pouco conclusivos em função principalmente da pouca quantidade de material de composição carbonática encontrado. Além disso, foram identificados diversos processos diagenéticos indicando forte alteração do sinal primário, fato corroborado pelos valores positivos das razões de alteração de Ca/Sr, Mn/Sr, Fe/Sr e Rb/Sr, o que dificultou a tentativa de correlação dos resultados com dados da literatura. Assim, uma análise mais robusta de isótopos se faz necessária, principalmente através do mapeamento de outras fácies de composição carbonática pouco transformadas pela diagênese, permitindo a geração de uma maior quantidade de dados isotópicos para o Permiano do nordeste brasileiro.

Por fim, são extremamente necessárias, para o melhor entendimento do posicionamento estratigráfico da Formação Aracaré e do seu contexto no Permiano e na evolução do continente Gondwana, datações radiométricas dos carbonatos ou dos pelitos. A datação obtida por Brito *et al.* (1985) ainda não é muito esclarecedora tanto no entendimento da glaciação basal Batinga como no contexto da Formação Aracaré, que pode se estender além do Eopermiano até o Mesopermiano. Além disso, também a idade para a seção basal dos depósitos glaciais, que lhe são subjacentes, está em questionamento, podendo não ser Neocarbonífera, o que também pode implicar em uma ampliação temporal da seção superior da Formação Aracaré para idades mais antigas (Caputo & Santos, 2018).

Referências

- Abrantes Jr F. R., Nogueira, A. C. R., Andrade, L. S., Bandeira, J., Soares, J. L., Medeiros, R. S. P. 2019. Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **93**: 294-312.
- Adams, A. E., Mackenzie, W.S. & Guilford, C. 1984. *Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope*. 140pp.
- Ahlbrandt, S. T. 1979. Textural parameters of eolian deposits. *United States Geological Survey, Professional Paper*, **1052**: 21–51.
- Andrade, E. D. J., Felix, I.L.C. 2012. Gastrópodos marinhos do Turoniano (Cretáceo superior) da bacia de Sergipe. *Cadernos de Geociências*, **9**: 103–111.
- Andrade, L. S.; Nogueira, A. C. R. 2018. Silicificação permiana da bacia do Parnaíba: existe correlação com Permian Chert Event (PCE)? *BONGEAM*, **5**(3):1-9.
- Aquino, G. S., Lana, M. C. 1990. Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: o “estado da arte”. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **4**(1): 75-84.
- Bhattacharya, J. P, Walker, J. 1992. Deltas. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds) *Facies Models*, Geological Association of Canada, Ontario, 157-178.
- Banner, J. L., Hanson, G.N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 3123–3137.
- Beauchamp, B., Baud, A. 2002. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea : evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **184**: 37-63.
- Berner, R. A. 1990. Global biogeochemical cycles of carbon and sulfur and atmospheric O₂ over phanerozoic time. *Chemical Geology*, **84**: 159.
- Bhatia MR. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* ,**91**: 611–627.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, L., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM. 692p.
- Blatt, H., Middleton G., and Murray R. 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 782pp.
- Boggs-Jr, S. 2009. *Petrology of sedimentary rocks*, 2nd ed. Cambridge, Cambridge University Press. 600pp.
- Bolhar, R., Kamber, B. S., Moorbath, S., Fedo, C. M. & Whitehouse, M. J. 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**: 43–60.
- Borba, C. *Estratigrafia de alta resolução aplicada à modelagem de reservatórios do início do rifte da Bacia de Sergipe – Alagoas*. Universidade do Vale dos Sinos, Tesede doutorado. 206p.
- Boyce, C. K., Hazen, R. M., Knoll, A. H. 2001. Nondestructive, in situ, cellular-scale mapping of elemental abundances including organic carbon in permineralized fossils. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **98**: 5970–5974.

- Brito, I. M., Quadros, L. P., Cardoso, T. R. M. 1985. A idade das formações Batinga e Aracaré da bacia de Sergipe-Alagoas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **57** (2): 209-215.
- Brookfield, M. E. 1992. Eolian systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds) *Facies Models.*, Geological Association of Canada, Ontario, 143–156.
- Bueno, G. V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. B. Geoci. Petrobras, **12** (2): 203-229.
- Butts, S. H. 2014. Silicification. *The Paleontological Society Papers*, **20**: 15–33.
- Butts, S. H., Briggs, D.E.G. 2011. Silicification Through Time. In: Allison, P. A. & Bottjer, D. J. (eds) *Taphonomy: Process and Bias Through Time*. 411–434.
- Campbell, F. A., Williams, G.D. 1965. Chemical Composition of Shales of Mannville Group (Lower Cretaceous) of Central Alberta, Canada. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **49**: 81–87.
- Campos, J. E. G., Dardenne, M. A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3): 269-282.
- Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. PhD Dissertation, California University, Santa Barbara, 586 p.
- Caputo, M. V., Santos, R.O.B. 2018. Glaciações paleozoicas no nordeste do Brasil. 2018. In: Anais 49 Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.
- Cecil, C. B. 2004. Eolian Dust and the Origin of Sedimentary Chert. *Open-File Report*, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 2004-1098. 13pp.
- Chen, B; Joachimski, M. M.; Shen, S.; Lambert, L. L; Lai, X.; Wang, X.; Chen, J.; Yuan, D. 2013. Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited. *Gondwana Research*, **24** (1): 77–89.
- Chiossi, D. S. N. 2005. Seqüências deposicionais de 3 a ordem em riftes continentais: Um modelo de tratos de sistemas para grábens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **13**: 181–203.
- Chumakov, N. M. & Zharkov, M.A. 2002. Climate during Permian-Triassic biosphere reorganizations, article 1: Climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **10**, 586–602.
- Collinson, J. D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **4**: 1–52.
- Corval, A., Valente, S. C., Duarte, B. P., Famelli, N. & Zanon, M. 2008. Certificado de análise do material de referência BRP-1 (Basalto Ribeirão Preto). *Geochimica Brasiliensis*, **22**: 159–177.
- Costa, I. P., Bueno, G. V., Milhomem, P., Lima E., Silva, H.S.R., Kosin, M. D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**: 445–453.
- Cruz, F. E. G. 1994. Permian sandstones of the Aracaré Formation of The Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil. In: *International Sedimentological Congress*, Recife, Brasil, A-9.
- Cruz, F. E. G., Gasperi, P. de. 1994. Determinação de carbono orgânico total a partir de perfis elétricos na Formação Aracaré, Permiano da bacia de Sergipe-Alagoas. In: *Boletim de Resumos Expandidos - 38 Congresso Brasileiro*

- de Geologia*. Balneário Camboriú, Santa Catarina, Brasil, 307–308.
- Cui, H., Kaufman, A.J., Xiao, S., Zhou, C. & Liu, X.M. 2017. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China. *Chemical Geology*, **450**: 59–80.
- Da Silva, O. B., Caixeta, J. M., Da Silva Milhomem, P., Kosin, M. D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**: 423–431.
- Dalrymple, R. W. 1992. Tidal Deposicional systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds) *Facies Models*. Ontário, Geological Association of Canada, 195–219.
- Campos-Neto, O. P. A., Souza-Lima, W., Cruz, F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**: 405–415.
- Di Pasquo, M., Anderson, H., Isaacson, P. 2017. Record of a Pennsylvanian-Cisuralian marine transgression, southern Bolivia: A short-lived event in western Gondwana? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **485**: 30–45.
- Dias-Brito, D., Rohn, R., Castro, J.C., Dias, R.R. & Rössler, R. 2007. Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, 337–354.
- Dickins, J.M., 1993. Climate of the Late Devonian to Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **100**: 89–94.
- Dimichele, W.A., Montañez, I.P., Poulsen, C.J., Tabor, N.J., 2009. Climate and vegetational regime shifts in the late Paleozoic ice age earth. *Geobiology*, **7** (2): 200–226.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. . (ed.) *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 108 – 122.
- Eastwood, E. 2008. Pangean Paleoclimate. *Geo 387H*. 19pp.
- Fairchild, T. R. 2015. O que são Microbialitos e como se formam. In: Fairchild, T. R., Rohn, R. & Dias-Brito, D. (eds) *Microbialitos Do Brasil Do Pré-Cambriano Ao Recente*. Rio Claro, 11–21.
- Fairhead, J. D., Binks, R.M. (1991). Differential opening of the Central and South Atlantic oceans and the opening of the West African rift system. *Tectonophysics* **187**: 191–203.
- Feijó, F.J. 1995. Bacia de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**: 149–161.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., Roberts, J., 2008. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and non-glacial climate regime. *J. Geol. Soc. Lond.* **165**: 129–140.
- Flemming, B.W., 1976a. Langebaan lagoon: a mixed carbonate--siliciclastic tidal environment in a semi-arid climate. *Sedimentary geology*, **18**: 61-95.
- Flügel, E. 2004. Carbonate Breccias and Conglomerates. In: *Microfacies of Carbonate Rocks*. Heidelberg, Springer, 228–242.
- Folk, R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publishing Company. 182pp.

- Folling, P. G. & Frimmel, H.E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, **14**: 69–88.
- Fortea, G., Kustatscher, E., Roghi, Guido., Preto., Nereo. 2018. The Permian (Kungurian, Cisuralian) palaeoenvironment and palaeoclimate of the Tregiovo Basin, Italy: Palaeobotanical, palynological and geochemical investigations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **495**: 186–204
- Frimmel, H. E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, **258**: 338–353.
- Galm P. C., Santos D. F. 1994. Caracterização de uma discordância de idade Pré-Aratu (Eocretáceo) na Bacia de Sergipe-Alagoas. *Acta Geologica Leopoldensia*, **39**(2): 555-562.
- Garbelli, C., Zhenb, S., Immenhauser, A., Brandt, U., Buhle, D., Wang, W.Q., Zhang, H., Shie, G.R. 2019. Timing of Early and Middle Permian deglaciation of the southern hemisphere: Brachiopod-based $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, **516**: 122–135.
- Gates, L. M., James, N.P. & Beauchamp, B. 2004. A glass ramp : shallow-water Permian spiculitic chert sedimentation, Sverdrup Basin, Arctic Canada. **168**: 125–147.
- Góes, A. M. O. & Feijó, F.J. 1995. Bacia de Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**: 57–67.
- Grabau, A.W. 1913. *Principles of Stratigraphy*, 2nd ed. New York, Dover. 582 – 1185.
- Hein, J.R. 2004. The Permian Earth. In: Hale, M. (Ed.). *Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*, **8**, Capítulo 1: 3-18.
- Henderson, C. M., Davydov, V. I. & Wardlaw, B. R. 2012. The Permian Period. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. & Ogg, G. M. (eds) *The Geologic Time Scale 2012*. 653–679.
- Herron, M. M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: 820–829.
- Hesse, R. 1989. Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth-Science Reviews*, **26**, 253–284.
- Holmden, C., Creaser, R. A., Muehlenbachs, K., Leslie, S. A. & Bergström, S. M. 1998. Isotopic evidence for geochemical decoupling between ancient epeiric seas and bordering oceans: implications for secular curves. *Geology*, **26**: 567–570.
- Iannuzzi, R., Cardoso, N., Souza-Lima, W. 2002. Os fósseis da bacia de Sergipe-Alagoas: Os vegetais: as pteridófitas. *Phoenix*, **45**: 1-4.
- Ingvald, E. 1995. *Carbonate diagenesis of the Permian Afligidos Formation, Recôncavo Basin, Bahia, NE Brazil: evidence from geochemistry and isotope geochemistry*. Uppsala University, Phd Thesis, 85pp.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003. Timing of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? *Geological Society of America Special Papers* **370**: 5–24.
- Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Ciccio, P.L., Dineen, A.A., 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: evaluating the equilibrium line altitude as control on

- glaciation. *Gondwana Res.* **22**:1-19.
- Isozaki, Y. 2010. Illawarra Reversal: the fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction. *Gondwana Research*, **17**: 718–720.
- Jahnert, R.J. & Collins, L. B. 2011. Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Marine Geology*, **286**: 106–111.
- James, N.P. & Bourque, P. A. 1992. Reefs and mounds. In: Walker, R. G. (ed.) *Facies Models*. Ontario, Geological Association of Canada, 323–348.
- Jardine, S., Micholet, J., Molinas, E. & Penet, B. 1969. Présence du Permien au Gabon : idenification stratigraphique et sédimentologique du groupe de l' Agoula, p.298.
- Jatkoski, H., Batezelli, A. 2014. Arcabouço estratigráfico da Formação Rio Bonito na região centro-norte do Estado do Paraná. *Terræ*, **12**: 36–48.
- Jones, B. & Desrochers, A. 1992. Shallow platform carbonates. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds) *Facies Models*. Ontario, Geological Association of Canada: 277–302.
- Jones, B. & Manning, D. A. C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, **111**: 111–129.
- Jones, F. H., Scherer, C. M. dos S., Kuchle, J. 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology*, **337**: 133–150.
- Ketner, K. B. 2009. Mid-Permian Phosphoria Sea in Nevada and the Upwelling Model. *Professional Paper USGS*, 1764. 30pp.
- Kidder, D. L. & Erwin, D. H. 2001. Secular Distribution of Biogenic Silica through the Phanerozoic: Comparison of Silica-Replaced Fossils and Bedded *Cherts* at the Series Level. *The Journal of Geology*, **109**: 509–522.
- Kifumbi, C., Scherer, C. M. S., Jones, F. H., Kuchle, J. 2017. High resolution stratigraphy of initial stages of rifting, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. *Braz. J. Geol.* **47** (4): 657-671.
- Knauth, L. 1979. A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, **7**: 274–277.
- Knoll, A. H. 1985. Exceptional Preservation of Photosynthetic Organisms in Silicified Carbonates and Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, **311**: 111–122.
- Kocurek, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**: 43–75.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, **28**: 753–780.
- Kozur H.W., 1998. Some aspects of the Permian/Triassic boundary (PTB) and the possible causes for the biotic crises around this boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **143**: 227-272.
- Kuchle, J.; Scherer, C.M.D.S.; Born, C.C.; Alvarenga, R.D.S.; Adegas, F.A 2011. Contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression – The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Late

- Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**(4): 358-371.
- Lana, M. C. *Rifteamento da Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil*. 1985. Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 124 p.
- Lana, M.C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: Raja-Gabaglia, G.P.; Milani, E.J. (Ed.) *Origem e evolução das bacias sedimentares*, 311-332.
- Langford, R. P., Cairncross, B., Friedrich, M., Totterdell, J.M. & Liu, G. 1995. *Permian Coal and Palaeogeography of Gondwana*, 139pp.
- Lavina, E. L., Lopes, R. da C. 1987. A Transgressão Marinha do Permiano Inferior e a Evolução Paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula-Coutiana*, **1**: 51–103.
- Laya, J. C. & Tucker, M. E. 2012. Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates of the Venezuelan Andes: Palaeogeographic implications for Northern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **331–332**, 1–26.
- Limarino, C. O., Césari, 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.
- Lin, L., Yu, Y., Gao, J., Hong, W. 2017. The origin and geochemical characteristics of Permian chert in the Eastern Sichuan Basin, China. *Carbonates and Evaporites*, **33**: 613-624.
- Lu, Z. B., Qiu, B., Zhang, J. L. 2019. Geochemical characteristics and geological significance of the bedded chert during the Ordovician and Silurian transition in the Shizhu area, Chongqing, South China. *Can. J. Earth Sci.*, **56** (4): 419-430.
- Lyons, T.W., Severmann, S., 2006. A critical look at iron paleoredox proxies: new insights from modern euxinic marine basins. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **70** (23): 5698–5722.
- MacRae, N. D., Nesbitt, H. W., Kronberg, B.I. 1992. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **109**: 585–591.
- Magnavita, L., Destro, N., Carvalho, M. S. S. de, Milhomem, P. da S., Souza-Lima, W. 2003. Bacia de Tucano. *Phoenix*, **52** : 1–5.
- Marin-carbonne, J., Robert, F. & Chaussidon, M. 2014. The silicon and oxygen isotope compositions of Precambrian cherts : A record of oceanic paleo-temperatures ? *Precambrian Research*, **247**: 223–234.
- Matheson, E. J., Frank, T. D. 2020. An epeiric glass ramp: Permian low-latitude neritic siliceous sponge colonization and its novel preservation (Phosphoria Rock Complex). *Sedimentary Geology*, **399**: 105568.
- Melo, A. M. Q., Rosa, M. L. S., Conceição, H. 2018. Idades U-Pb de zircão detríticos e suas implicações na proveniência de sedimentos da Formação Penedo, Bacia de Sergipe-Alagoas, NE Brasil. *Geol. USP*: **18**(1): 2-33.
- Meyer, B. de O. 2018. *Petrologia e geocronologia das fácies carbonáticas da Formação Sete lagoas em Pains (MG)*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de mestrado, 256pp.

- Miall, A. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**: 1–62.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Canada Society of Petroleum Memoir*, **5**: 597–604.
- Miall, A.D. 1992. Alluvial deposits. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada, 119–142.
- Milani, E.J., Henrique, J., Melo, G. De, Souza, P.A. De, Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**: 265–287.
- Milhomem, P. da S., Maman, E. J. de., Oliveira, F. M. de., Carvalho, M.S.S. de., Souza-Lima, W. 2003. Bacia do Recôncavo. *Phoenix*, **51**: 1–5.
- Morgan, W.J. 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the atlantic. *Developments in Geotectonics*, **19**: 123–139.
- Mountney, N. P. 2006. Eolian Facies Models. In: Posamentier, H. W., Walker, R. G. (eds) *Facies Models Revisited*. Tulsa, Oklahoma, SEPM (Society for Sedimentary Geology), **84**: 19–83.
- Mountney, N. P., Thompson, D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: An example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, **49**: 805–833.
- Murchev, B. L., Jones, D. L. 1992. A mid-Permian chert event: widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **96**: 161–174.
- Murray, R. W., Buchholtz, M. R., Jones, D. L., Gerlach, D.C., Iii, G.P.R. & Murray, R.W. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, **18**: 268–271.
- Murray, R.W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*. **90**: 213–232.
- Ng, C., Vega, C. S., Maranhão, M. da S.A.S. 2019. Mixed carbonate-siliciclastic microfacies from Permian deposits of Western Gondwana: Evidence of gradual marine to continental transition or episodes of marine transgression? *Sedimentary Geology*, **390**: 62–82.
- Nogueira, L. B. 2018. *Estudo Geoquímico e Isotópico de Rochas Carbonáticas Das Formações Gandarela e Fecho Do Funil - Quadrilátero Ferrífero - Brasil*. Universidade Federal de Ouro Preto, Tese de Doutorado. 145pp.
- Nogueira, L. B., Oliveira, V. Q., Araújo, L. P., Leão, L. P., Ali, A., Leite, M. G. P., Nalini Jr, H. A., Banerjee, N. R. 2019. Geochemistry and C and O isotope composition of carbonate rocks from Bemil and Lagoa Seca quarries, Gandarela Formation, Quadrilátero Ferrífero - Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **92**: 609–630.
- Ogg, J. G., Ogg, G. M., Gradstein, F. M. 2016. A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, Amsterdam, Netherlands. 234p.
- Ojeda, H. A., Fugita, A. M. 1974. Bacia Sergipe/Alagoas - Geologia Regional e perspectivas petrolíferas. In: *Anais Do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. 137–158.
- Parrish, J. T. 1995. Geologic evidence of Permian climate. In: Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds) *The Permian of Northern Pangea*, 53–61.

- Patzkowsky, M.E., Smith, L.H., Markwich, P.J., Engberts, C.J., and Gyllenhall, E.D. 1991. Application of the Fujita-Ziegler paleoclimatic model: Early Permian and Late Cretaceous examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **86**: 67-85.
- Pettijohn, F. J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, N.Y., 3rd Ed., 628 pp.
- Planavsky N., Bekker A., Rouxel O.J., Kamber B., Hofmann A., Knudsen A., Lyons T.W. 2010. Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**: 6387-6405.
- Ponte, F. C.; Asmus, H. E. 1976. The Brazilian margin basins-current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**, supl.: 215-240.
- Poulton, S.W., Canfield, D.E., 2011. Ferruginous conditions: a dominant feature of the ocean through Earth's history. *Elements*, **7** (2): 107–112.
- Pratt, B. R., James, N.P. & Cowan, C. A. 1992. Peritidal Carbonates. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds) *Facies Models*. Ontario, Geological Association of Canada, 303–323.
- Pratt, B.R. & James, N.P. 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, **33**: 313–343.
- Purdy, E.G. & Gischler, E. 2003. The Belize margin revisited :1. Holocene marine facies. *International Journal Earth Sciences. (Geol Rundsch)*, **92**: 532–551.
- Radke, B. M. 1980. Epeiric carbonate sedimentation of the Ninmaroo Formation (Upper Cambrian-Lower Ordovician), Georgina Basin (Australia). *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, **5**: 183–200.
- Rankey, E. C., Reeder, S.L. 2011. Holocene Oolitic Marine Sand Complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **81**: 97–117.
- Rees, P. M., Ziegler, A. M., Gibbs, M. T., Kutzbach, J. E., Behling, P. J. & Rowley, D. B. 2002. Permian Phytogeographic Patterns and Climate Data/Model Comparisons. *The Journal of Geology*, **110**, 1–31.
- Retallack, G. J. 2005. Permian Greenhouse Crises. in: The Nonmarine Permian (eds) Lucas S.G. & Ziegler, K.E., New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, **30**: 256–269.
- Retallack, G. J. & Krull, E. S. 2006. Carbon isotopic evidence for terminal-Permian methane outburst and their role in extinctions of animals , plants , coral reefs , and peat swamps. *Geological Society of America Special Papers*, **399**: 249–268.
- Rigby, J.K. 1984. Permian sponges from Western Venezuela. *Journal of Paleontology* **58**: 1436–1462.
- Ritterbush, K. 2018. Sponge meadows and glass ramps : State shifts and regime change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Rodrigues, D., Ana, S., Pimentel, M., Edison, M., Milani, J. 2006. Idade deposicional da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação do método radiométrico. *Boletim de geociências da Petrobras*, **14**: 235–245.
- Rohn, R. 1988. Bioestratigrafia e paleoambientes Formação Rio do Rastro na borda leste da bacia do Paraná (*Permiano Superior, Estado Do Paraná*). Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo. 226pp.

- Rohn, R., Fairchild, T. R. & Dias-Brito, D. 2015. Microbialitos de Santa Rosa de Viterbo, Estado de São Paulo, Formação Irati, Permiano inferior, bacia do Paraná. *In: Fairchild, T. R., Rohn, R. & Dias-Brito, D. (eds) Microbialitos Do Brasil Do Pré-Cambriano Ao Recente*. Rio Claro, UNESPetro, 248–270.
- Roser, B. P., Korsch, R. J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suite determined using discrimination function analysis of major element data. *Chemical Geology*, **67**: 119–139.
- Ross, C.A., Ross, J. R. P. 2018. Permian period. *Encyclopedia Britannica*.
- Sanders, D., Ho, R. 2000. Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous , Northern Calcareous Alps , Austria). *Sedimentary Geology*, **137**. 127-146.
- Schaller, H. 1970. Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico Petrobrás*, 21–86.
- Scheffler, K., Hoernes, S. & Schwark, L. 2003. Global changes during Carboniferous-Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies. *Geology*, **31**: 605–608.
- Scholle, P.A. 1995. Carbon and Sulfur Isotope Stratigraphy of the Permian and Adjacent Intervals. *In: The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimate, Stratigraphy*. 133–149.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S. 2005. A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG Memoir*, 1–486.
- Schubert, J.K., Kidder, D.L., Erwin, D.H. 1997. Silica-replaced fossils through the Phanerozoic. *Geology*, **25**: 1031–1034.
- Schwarz, E. 2018. Expanding the spectrum of shallow-marine , mixed carbonate – siliciclastic systems : Processes , facies distribution and depositional controls of a siliciclastic-dominated example. 1558–1589.
- Scotese, C. R. 2013. Map Folio 54 , Early Permian (Artinskian, 280 Ma) PALEOMAP PaleoAtlas for ArcGIS, volume 4, Late Paleozoic Paleogeographic, Paleoclimatic and Plate Tectonic Reconstructions, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Scotese, C. R., Langford, R.P. 1995. Pangea and the paleogeography of the permian. *In: P.A. Scholle, Peryt, T. M. & Ulmer-Scholle, D. S. (eds) The Permian of Northern Pangea*. 3–18.
- Shen, S. Z., Schneider, J. W., Angiolini, L., Henderson, C. M. 2013. The International Permian Timescale: March 2013 update. *New Mexico Museum of Natural History Science Bulletin*, **60**, 411–416.
- Shen, S. Z. , Zhang, H., Shi, G. R., Li, W. Z., Xie, J. F., Mu, L., Fan, J. X 2013. Early Permian (Cisuralian) global brachiopod palaeobiogeography. *Gondwana Research.*, **24** (1): 104-124.
- Shi, G.R., Chen, Z. Q. 2006. Lower Permian oncolites from South China: Implications for equatorial sea-level responses to Late Palaeozoic Gondwanan glaciation. *Journal of Asian Earth Sciences*, **26**: 424–436.
- Sholkovitz, E. R. 1990. Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards. *Chemical Geology*, **88**: 333–347.
- Silva, D. R., Mizusaki, A. M. P., Milani, E. J. & Pimentel, M. 2012a. Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil : A Rb e Sr radiometric study of sedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, **37**: 13–24.

- Silva, D. R., Mizusaki, A. M. P., Milani, E. J., Pimentel, M. & Kawashita, K. 2012b. Whole-rock geochemistry and Sr e Nd isotopic composition of the pre-rift sequence of the Camamu Basin , northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **39**: 59–71.
- Silva, R.O., Leite, M. G. P. & Souza-Lima, W. 2018. Ocorrências de espículas de esponjas em sílex da Formação Aracaré, Permiano da Bacia de Sergipe-Alagoas. *In: S. brasileira de Paleontologia, (ed.) Paleonordeste*. Recife, Brasil.
- Sobolev, S. V., Sobolev, A. V., et al. 2011. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. *Nature*, **477**: 312–316.
- Sohn, I.G., Rocha-Campos, A.C. 1990. Late Paleozoic (Gondwanan) ostracodes in the Corumbatai Formation, Parana Basin, Brazil. *Journal of Paleontology*, **64**: 116–128.
- Sorent, T., Olausen, S., Stemmerik, L. 2019. Controls on deposition of shallow marine carbonates and evaporates – lower Permian Gipshtuken Formation , Central Spitsbergen , Arctic Norway. *Sedimentology*.
- Souza-Lima, W. 2006a. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas: Introdução. *Phoenix*, **89**: 5.
- Souza-Lima, W. 2006b. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Paleozóico: a seqüência carbonífera (II). *Phoenix*, **96**: 5.
- Souza-Lima, W. 2006c. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Paleozóico: considerações paleogeográficas. *Phoenix*, **92**: 4.
- Souza-Lima, W. 2006d. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Paleozóico: Introdução. *Phoenix*, **91**: 4.
- Souza-Lima, W. 2006e. Plataformas carbonáticas do Permiano da bacia de Sergipe-Alagoas. *In: 43 Congresso Brasileiro de Geologia*. Aracaju, Sergipe, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe: 106.
- Souza-Lima, W. 2007a. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - A Depressão Afro-brasileira (I). *Phoenix*, **106**: 1–4.
- Souza-Lima, W. 2007b. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - A Formação Bananeiras (II). *Phoenix*, **102**: 1–4.
- Souza-Lima, W. 2007c. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - A Formação Candeeiro. *Phoenix*, **100**: 1–4.
- Souza-Lima, W. 2007d. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Paleozóico: a seqüência permiana (I). *Phoenix*, **97**: 1–4.
- Souza-Lima, W. 2007e. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Paleozóico: a seqüência permiana (II). *Phoenix*, **98**: 1–4.
- Souza-Lima, W. 2007f. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O Triássico. *Phoenix*, **99**: 1–4.
- Souza-Lima, W. 2008a. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - A formação

- Penedo (II). *Phoenix*, **111**: 1–4.
- Souza-Lima, W. 2008b. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - A formação Rio Pitanga (II). *Phoenix*, **113**: 1–4.
- Souza-Lima, W. & Borba, C. 2007a. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - A formação Barra de Itiúba (I). *Phoenix*, **108**: 1–4.
- Souza-Lima, W. & Borba, C. 2007b. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - A formação Barra de Itiúba (II). *Phoenix*, **109**: 1–4.
- Souza-Lima, W. & Borba, C. 2008. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas - O início do Rift. *Phoenix*, **107**: 1–4.
- Souza-Lima, W. & Silva, R.O. 2018. Paleoflora da Formação Aracaré – Sakmario-Kunguriano(?) da bacia de Sergipe-Alagoas, nordeste do Brasil. *In: Paleonordeste*. Recife, Brasil, Sociedade brasileira de Paleontologia.
- Souza-Lima, W. & Silva, R.O. 2019. Paleofitogeografia do Permiano do nordeste brasileiro. *In: Boletín de La Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología - XV Simpósio Brasileiro de Paleobotánica e Palinología*. Cuiabá, Mato Grosso, Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y palinología, 28–29.
- Souza-Lima, W., Andrade, E. de J., Bengtson, P. & Galm, P.C. 2002. A bacia de Sergipe-Alagoas - Evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. *Fundação Paleontológica Phoenix*, **1**: 31pp.
- Souza-Lima, W., Borba, C., et al. 2014. Formação Karapotó – uma nova unidade estratigráfica paleozoica na Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*: **22**.
- Suttner, L. J., Dutta, P. K. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 329–345.
- Stampfli, G. M., Borel, G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, **196**: 17–33.
- Stevens, C. H. 2010. Distribution of three key Early Permian fossil groups in western USA and northern Mexico and their relevance to interpretation of paleotectonic features along the southwestern margin of Laurentia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **288**: 103–107.
- Stollhofen, H., Stanistreet I. G., Bangert, B., Grill, H. 2000. Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous–Permian, southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **161**: 127–150.
- 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.
- Tarr, W. A. 1938. Terminology of the Chemical Siliceous Sediments. *National Research Council, Division of Geology and Geography*. 8-27.
- Tavares, A. C., Borghi, L., Corbett, P., Nobre-Lopes, J. & Câmara, R. 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Brazilian Journal of Geology*, **45**: 415–429.

- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell. 312pp.
- Torsvik, T. H., Cocks, L. R. M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Res.* **24** (3-4): 999-1030.
- Tucker, M. E. 2014. *Rochas Sedimentares - Guia Geológico de Campo*. 324pp.
- Tucker, M. E. & Wright, P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science. 227pp.
- Ustritskiy, V. I. 1972. The Permian climate (a comparison of paleobiogeographical and paleomagnetic data). *International Geology Review*, **14:12**: 1279-1286.
- Van der Ven, P. H.; Cainelli, C.; Fernandes, G.J.F. 1989. Bacia de Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração. Boletim de Geociências da Petrobras, **3(4)**: 307-319.
- Perinotto, J. A., Fulfaro, V. J. 2001. Depósitos de carvão permianos pós-glaciais da bacia do Paraná no estado de São Paulo, Brasil. Revista universidade Guarulhos, Geociências, **VI (6)**: 56 – 63.
- Pontes, N. 2013. *Análise Estratigráfica e Geoquímica Através de Isótopos de Enxofre Em Sequências Pelíticas e Mistas Na Formação Morro Do Chaves Da Bacia Sergipe-Alagoas*. Dissertação de mestrado, Universidade federal de Sergipe, PGAB.,142pp.
- Veizer, J. 1993. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy*, **11**: 18pp.
- Walker, R. G., James, N. P. 1992. *Facies Models: Response to Sea Level Change*.
- Walker, R. G., Plint, A. G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds) *Facies Models*. Ontario, Geological Association of Canada: 219–238.
- Walter, S. 2000. *Palaeoenvironmental Analysis of the Upper Cenomanian and Lower Turonian Limestone Beds in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil, Based on Microfacies Analysis, Micropalaeontology, and Stable Isotopes*. Phd thesis, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg. 142pp.
- Wanderley-Filho, J. R., Melo, J. H. G. de, Fonseca, Da, V. maria M., Machado, D.M. da C. 2005. Bacia do Amazonas. *Phoenix*, **82**: 1–6.
- Warren, J. K. 1983. Tepees, modern (Southern Australia) and ancient (Permian-Texas and New Mexico)-a comparison. *Sedimentary Geology*, **34**: 1–19.
- Warren, L. V., Paes de Almeida, R., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L. F., Santos Steiner, S., Carrari Chamani, M. C., 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* **38**: 213–227.
- Wentworth, C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, **5**: 377–392.
- Weltje, G. J., & Eynatten, H. V. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: Review and outlook. *Sedimentary Geology*, **171**: 1–11.
- Wopfner, H. 1983 Environment of silcrete formation: a comparison of examples from Australia and the Cologne Embayment, West Germany. *Geological Society, London, Special Publications*, **11(1)**, 151–158.

- Yao, X., Zhou Y., Hinnov L.A. 2015. Astronomical forcing of a Middle Permian chert sequence in Chaohu, South China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **422**: 206-221.
- Yang, S. Y., Yao, J., 2008. Geochemistry and origin of siliceous rocks from the Gufeng Formation of Middle Permian in the Pingdingshan area, Chaohu region, Anhui Province. *Geol. J. China Univ.* **14** (1): 39–48. Abstract em inglês.
- Zand-moghadam, H., Moussavi-harami, R., Mahboubi, A., Bavi, H. 2013. Comparison of Tidalites in Siliciclastic , Carbonate , and Mixed Siliciclastic-Carbonate Systems : Examples from Cambrian and Devonian Deposits of East-Central Iran. *Hindawi Publishing Corporation*, **13**: 1-21.
- Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G.P. 2015. Depositional controls on mixed carbonate – siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles Depositional controls on mixed carbonate – siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. *Sedimentology*, **62**: 2009–2037.
- Zeng, J., Cao, C.Q., Davydov, V.I., Shen, S.Z., 2012. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia. *Gondwana Research* **21**: 601–610.
- Zervas, D., Nichols, G. J., Hall, R., Smyth, H. R., Luthje, C., Murtagh. 2009. SedLog: A shareware program for drawing graphic logs and log data manipulation. *Computers & Geosciences*, **35**: 2151–2159.
- Zhang, Y. C. Shi, G. R., Shen, S. Z. 2013. A review of Permian stratigraphy, palaeobiogeography and palaeogeography of the Qinghai–Tibet Plateau. *Gondwana Res.*, **24**: 55-76.

Apêndices

APÊNDICE 1 – Relação dos pontos e coordenadas dos afloramentos mapeados.

PONTO	X	Y	Referência	Amostras
ARACARÉ 1	766250	8857050	Base do Morro do Aracaré, margem do rio São Fransisco	
ARACARÉ 2	765897	8856830	Atrás do Morro do Aracaré na beira da estrada	2
ARACARÉ 4	765681	8856926		
ESTREITO 3	724979	8841936	Beira da BR-101 próximo a cidade de Muribeca	2
ESTREITO 4	725112	8842098		
FLEXEIRAS 1	746452	8875636		1
PINDOBA 1	772762	8884282	Vale do rio Perucaba	
PALMEIRA ALTA 1	785262	8882069	Afloramento da Cachoeira da barragem	
CURRAL DE CIMA 1	763596	8877708	Paredão em frente a placa “sítio arquiológico”	
CURRAL DE CIMA 2	763800	8877400	Tanque escavado em frente à entrada da fazenda Curral de Cima	2
CURRAL DE CIMA 3	765400	8877200	Corte de estrada da rodovia AL – 225, pouco antes da entrada para a fazenda Curral de Cima (sentido Penedo – Igreja Nova)	1
CURRAL DE CIMA 4	763450	8877900		1
CURRAL DE CIMA 5	763400	8877950		

CURRAL DE CIMA 6	763850	8877850	Afloramentos localizados entre as entradas das fazendas Curral de Cima e Divina Pastora	
CURRAL DE CIMA 7	763900	8877875		
CURRAL DE CIMA 8	763950	8877850	Afloramentos localizados entre as entradas das fazendas Curral de Cima e Divina Pastora	1
CURRAL DE CIMA 9	764000	8877825		
CURRAL DE CIMA 10	764950	8878000		
CURRAL DE CIMA 11	763825	8877425		2
CURRAL DE CIMA 12	764675	8877200		2
CURRAL DE CIMA 13	765000	8878050		Atrás da capela da fazenda Curral de Cima em Igreja Nova
CURRAL DE CIMA 14	764550	8877200		
CURRAL DE CIMA 16	765210	8877287	Afloramentos localizados no interior da fazenda Curral de Cima	
CURRAL DE CIMA 17	765561	8877287		1
CURRAL DE CIMA 18	764785	8877562		1
CURRAL DE CIMA 19	764961	8877437		
CURRAL DE CIMA 20	765661	8877987		4
CURRAL DE CIMA 21	765511	8877887		
CURRAL DE CIMA 22	765411	8877862		1
CURRAL DE CIMA 23	764096	8877328		
CURRAL DE CIMA 24	763973	8877386		
CURRAL DE CIMA 25	763957	8877536		1
CURRAL DE CIMA 26	763958	8877700		1

CURRAL DE CIMA 27	764024	8877824	
CURRAL DE CIMA 28	764204	8878031	1
CURRAL DE CIMA 29	764241	8878043	1
CURRAL DE CIMA 30	764282	8878038	1
CURRAL DE CIMA 31	764275	8878057	1
CURRAL DE CIMA 32	764278	8878062	
CURRAL DE CIMA 33	764296	8878076	1
CURRAL DE CIMA 34	764281	8878085	
CURRAL DE CIMA 35	764313	8878094	
CURRAL DE CIMA 36	764311	8878133	
CURRAL DE CIMA 37	764332	8878090	
CURRAL DE CIMA 38	764140	8877649	
CURRAL DE CIMA 39	765075	8877779	1
CURRAL DE CIMA 40	765099	8877792	
CURRAL DE CIMA 41	765131	8877807	
CURRAL DE CIMA 42	764101	8877319	2
CURRAL DE CIMA 43	765470	8877894	
CURRAL DE CIMA 44	765637	8877974	1
CURRAL DE CIMA 45	765637	8877974	
CURRAL DE CIMA 46	765864	8878103	
CURRAL DE CIMA 47	766608	8877631	1

CURRAL DE CIMA 48	764607	8877734		1
CURRAL DE CIMA 49	764609	8877732		1
CURRAL DE CIMA 50	764621	8877727		1
CURRAL DE CIMA 51	764629	8877712		
CURRAL DE CIMA 52	764577	8877776		1
CURRAL DE CIMA 53	764561	8877768		
CURRAL DE CIMA 54	764539	8877777		
CURRAL DE CIMA 55	764527	8877787		2
CURRAL DE CIMA 56	764511	8877783		2
CURRAL DE CIMA 57	764496	8877806		
CURRAL DE CIMA 58	764496	8877804		1
CURRAL DE CIMA 59	764482	8877808		1
CURRAL DE CIMA 60	764473	8877815		1
CURRAL DE CIMA 61	764464	8877817		1
CURRAL DE CIMA 62	764334	8877873		1
CURRAL DE CIMA 63	764319	8877891		1
CURRAL DE CIMA 64	764454	8877709		1
PESOCINHO 1	768995	8881496		3
PESOCINHO 1B	768644	8881461	Afloramentos localizados na margem da AL – 110, pouco antes	1
PESOCINHO 1C	768913	8881583	da entrada para o povoado Cabo do Pasto	1
PESOCINHO 2	769455	8883791		

CHÃ DO REMÍGIO 1	775178	8890702	Necessita passar por estrada de terra em meio a um canavial	3
CHÃ DO REMÍGIO 2	775200	8890900		6
CHÃ DO REMÍGIO 3	775150	8890925		8
CHÃ DO REMÍGIO 4	775250	8891050		8
CHÃ DO REMÍGIO 5	775250	8891100		9
CHÃ DO REMÍGIO 6	775250	8891200		8
CHÃ DO REMÍGIO 7	775275	8891250		4
BATINGA 03	732050	8861600	Margem da BR 101 do lado esquerdo, entre as cidades de Malhada dos Bois e Cedro de São João (sentido Aracaju – Alagoas)	6
BATINGA 14	731995	8861459		3
BATINGA 18	731977	8861437		2
BATINGA 19	731960	8861381		2
BATINGA 20	731931	8861349		
BANANEIRAS 02	730861	8860172	As margens da estrada de ferro paralela à BR-101	1
DIVINA PASTORA 03	762950	8878250	Próximo à AL – 225, entre a entrada das fazendas Divina Pastora e Curral de Cima	1
DIVINA PASTORA 04	762975	8878200		1
DIVINA PASTORA 05	763065	8878100		
DIVINA PASTORA 06	763050	8878075		
DIVINA PASTORA 07	763125	8878050		
DIVINA PASTORA 08	763150	8878050		1
DIVINA PASTORA 09	763100	8878000		1

DIVINA PASTORA 10	763200	8877975		
DIVINA PASTORA 11	763400	8878100		
EMBASAMENTO	756483	8879732	Embasamento do Domo de Igreja Nova, dentro da cidade Homônima	
CABO DO PASTO 1	769205	8885341	Pegar rodovia AI – 101 sentido norte e entrar em direção ao povoado Cabo do Pasto a esquerda.	3
CABO DO PASTO 2	768905	8885191		2
CABO DO PASTO 3	768755	8885141		
CABO DO PASTO 4	769266	8885467		1
COVA DA ONÇA 10	752905	8878191	Afloramentos localizados próximo a fazenda Cova da Onça, após a cidade de Igreja Nova (Sentido Penedo – Igreja Nova – BR 101)	1
COVA DA ONÇA 11	752905	8878541		1
COVA DA ONÇA 12	754234	8879501		1

APÊNDICE 2 – Tabela de descrição das microfácies

Rochas siliciclásticas – Arenitos.

LÂMINA	CHR-5-2	CBP-4	CBP-1	CHR-1-2	CHR-6-5	CHR-6-3	CHR-7-1
Suportado	G	G	G	G	G	G	G
Grãos	70%	75%	81%	87%	90%	79%	85%
Matriz	20%	-	-	4%	3%	3%	5%
Cimento	10%	15%	8%	4%	3%	6%	5%
Porosidade	-	10%	7%	6%	4%	12%	5%
Quartzo	60%	62%	59%	84%	85%	75%	80%
Felds	10%	5%	2%	-	-	-	-
Fragmentos lítico	-	7%	20%	3%	5%	4%	6%
Acessorios	-	1%	2%	-	-	-	1%
Porosidade primária	-	-	-	-	-	-	-
Porosidade Secundária	-	10%	7%	6%	4%	12%	5%
Granulome.	0,08mm	0,48mm	0,50mm	0,25mm	0,4mm	0,3mm	0,5mm
Arredonda.	Subarred.	Subarred.	Subarred.	Subarred.	Subarred.	Bem arred.	Suarred.
Esfericidade	Baixa	Média	Média	Média	média	Boa	Boa
Seleção	Muito boa	Média	Boa	Muito boa	Boa	Boa	Boa
Matur. tex	Submaturo	Maturo	Maturo	Maturo	Maturo	Maturo	Maturo
Matur. Min	Alta	Alta	Alta	Alta	Alta	Alta	Alta

Contatos*	R - P	P - R	R - CC	R - CC	R - CC	R - P	R - CC
Empacotam.	apertado	normal	normal	Apertado	Apertado	Normal	Normal
Classificação	Qtzarenito	Qtzarenito	Qtzarenito	Qtzarenito	Qtzarenito	Qtzarenito	Qtzarenito
Fácies; AF	Ac; AF4	At; AF1	At; AF1	At; AF1	At; AF1	At; AF1	At; AF1

*R: Retos; P: Pontuais; CC: Côncavo-convexo.

Rochas carbonáticas e *cherts*.

LÂMINA	CHR-4-3	CHR-2-3	Cur-60	Cur-55	CHR-3-7	CHR-4-5	Cur-22	Bat-3-1	Cur-11b
Suportado	G	G	M	G	M	G	M	M	G
Grãos	82%	70%	13%	84%	40%	15%	20%	5%	75%
Matriz	10%	15%	86%***	13%	60%	80%	70%****	93%	-
Cimento	-	-	-	-	-	-	-	-	21%
Porosidade	8%	15%	1%	3%	20%	5%	10%	2%	4%
Ooides	-	-	-	-	1%	-	-	-	30%
Extraclast.	10%	25%	7%	10%	10%	13%	15%	5%	-
Bioclastos	-	5%	1%	4%	-	-	5%	-	5%
Intraclastos	72%	40%	5%		29%	2%	-	-	40%
Pelóides	-	-	-	70%	-	-	-	-	-
Porosidade primária	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Porosidade									
Secundária	8%	15%	1%	3%	20%	5%	10%	2%	4%
Granulometria	1mm	0,5mm	0,05mm	1,5mm	0,15mm	0,04mm	0,06mm	0,04mm	1mm
Seleção	Moderada	Ruim	Boa	Boa	Moderada	Boa	Boa	Boa	Boa
Contatos*	P - FI	P - FI	R - P	R - CC	Flutuante	Flutuante	Flutuante	Retos	R - P
Empacotamento	Normal	Frouxo	apertado	Normal	Frouxo	Normal	Normal	Normal	Normal
Classificação**	Packstone	Packstone	Boundstone	Boundstone	Wackstone	Mudstone	Boundstone	Mudstone	Grainstone
Fácies; AF	Pi; AF2	Pi; AF2	Est:AF2	Est:AF5	Wm; AF2	Ml; AF2	Tm; AF2	Ml; AF3	Gi; AF3

* R: Retos; P: Pontuais; CC: Concavo-convexo; FI: Flutuante

** Classificação de Dunham (1962)

*** Matriz micrítica

**** Matriz recristalizada

***** Matriz argilosa

Rochas carbonáticas e *cherts* (Continuação).

LÂMINA	Bat-11-2	CHR-5-6	Bat-3-15	Cu-38	CHR-5-9	CUR-20	Cur-42	Cur-12
Supportado	M	G	G	M	G	G	G	G
Grãos	12%	83%	75%	-	75%	80%	85%	80%
Matriz	88%	-	-	95%***	-	-	10%*****	-
Cimento	-	10%	20%	5%	10%	10%	-	15%
Porosidade	-	7%	5%	95%	15%	10%	5%	5%
Ooides	-	40%	74%	-	-	80%	-	7%
Extraclastos	5%	20%	-	-	-	-	25%	-
Bioclastos	5%	23%	1%	-	75%	-	-	15%
Intraclastos	2%	-	-	-	-	3%	50%	48%
Pelóides	-	-	-	-	-	-	-	10%
Porosidade primária	-	-	-	-	-	-	-	-

Porosidade secundária	-	7%	5%	-	15%	10%	5%	5%
Granulometria	0,05mm	0,45mm	2mm	0,03mm	1,5mm	1,3mm	2,7mm	0,9mm
Seleção	Boa	Muito boa	Média	Boa	Moderada	Boa	Péssima	Moderada
Contatos*	R - CC	R- CC	R - N	P	Retos	R	P	R - CC
Empacotamento	Apertado	apertado	Normal	apertado	Normal	Normal	Frouxo	Normal
Classificação**	Wackstone	Grainstone	Grainstone	Boundstone	Grainstone	Grainstone	Grainstone	Grainstone
Fácies; AF	Mm; AF3	Gob; AF4	Goo; AF5	Tro; AF5	Goq; AF5	Goo; AF5	Br; AF6	Gi; AF6

* R: Retos; P: Pontuais; CC: Concavo-convexo; Fl: Flutuante

** Classificação de Dunham (1962)

*** Matriz micrítica

**** Matriz recristalizada

***** Matriz argilosa

APÊNDICE 3 – Tabela de elementos maiores (Wt%)

AMOSTRA	ASS. FÁCIES	ROCHA	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC	CIA	Al+K+Na	log Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	Log SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al/(Al+Fe+Mn)	Fácies
CHR-1-2		AR	0,02	0,06	92,95	3,99	0,16	0,16	0,10	>LQ	0,03	0,22	2,32	92,11	4,31	0,22	1,37		Af
CBP-4		AR	0,03	0,13	94,65	2,37	0,63	0,08	0,49	0,00	0,01	0,02	1,58	81,51	2,88	0,11	1,60		At
CHR-6-5	AF1	AR	0,02	0,15	92,46	3,80	0,82	0,07	0,29	0,00	0,01	0,01	2,38	92,28	4,10	0,45	1,39		At
CHR-6-3	Continental	AR	0,03	0,10	93,89	3,19	0,18	0,06	0,17	>LQ	0,06	0,02	2,29	93,41	3,39	0,02	1,47		At
CHR-7-1		AR	0,03	0,14	91,27	4,50	0,77	0,11	0,25	0,00	0,04	0,01	2,88	93,93	4,76	0,48	1,31		At
CBP-1		AR	0,03	0,11	93,15	3,17	0,86	0,14	0,32	0,00	0,02	0,01	2,19	89,97	3,50	0,43	1,47		At
Média			0,03	0,11	93,06	3,50	0,57	0,10	0,27	0,00	0,03	0,05	2,27	90,53	3,82	0,29	1,43		
CHR-4-10		PE	0,05	0,28	37,58	7,58	47,87	0,50	0,64	0,17	0,13	0,05	5,16	91,17	8,27	1,87	0,70		Sr
BAT-3-17		PE	0,19	2,04	68,57	10,98	7,16	1,34	2,32	0,07	0,26	0,43	6,64	78,89	13,74	0,49	0,80		HI
CHR-3-7		CHERT	0,02	0,11	87,19	7,32	0,42	0,44	0,36	<LQ	0,07	0,05	4,03					0,93	Wm
CHR-2-3		CHERT	0,02	0,08	85,51	8,39	0,49	0,81	0,37	0,00	0,22	0,06	4,06					0,93	Pi
CUR - 11B	AF2	CHERT	0,21	0,12	94,27	2,45	0,90	0,06	0,18	0,00	0,01	0,03	1,76					0,67	Gi

AMOSTRA	ASS. FÁCIES	ROCHA	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC	CIA	Al+K+Na	log Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	Log SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al/(Al+Fe+Mn)	Fácies
CHR-4-3	Planície de maré	CHERT	0,01	0,11	95,05	2,01	0,21	0,09	0,26	<LQ	0,03	0,20	2,03					0,88	Pi
CUR-22		CHERT	0,01	0,04	94,34	1,88	1,60	0,01	0,05	0,00	0,01	0,02	2,03					0,47	Tm
CUR-47		CHERT	0,05	0,06	97,52	0,56	0,54	<LQ	0,09	<LQ	<LQ	0,03	1,15					0,44	Tm
CHR-4-5		CHERT	0,03	0,78	68,25	12,63	7,68	0,58	1,82	0,06	0,06	0,07	8,04					0,55	MI
CUR-60		CARB	27,71	17,62	7,45	0,63	1,45	0,01	0,19	0,16	0,45	0,18	44,14						
Média			2,83	2,12	73,57	5,44	6,83	0,43	0,63	0,07	0,14	0,11	7,90						
CHR-7-9		PE	0,01	2,31	62,92	14,69	7,42	0,52	2,64	0,03	0,02	0,08	9,37	84,29	17,42	0,45	0,63		Fe
CUR - 48		PE	0,08	1,75	70,48	12,74	3,24	0,72	4,41	0,01	0,13	0,40	6,04	72,25	17,55	-0,13	0,74		Sv
BAT-3 - 10.1		PE	0,35	2,88	67,58	12,64	3,55	0,69	4,86	0,01	0,06	0,18	7,19	70,09	17,68	-0,14	0,73		Sb
CHR-7-7		PE	0,02	2,59	55,46	17,54	8,85	0,80	4,30	0,03	0,06	0,08	10,27	79,95	21,92	0,31	0,50		Fe
CUR-29		PE	0,11	1,63	68,44	11,69	3,36	0,69	4,02	0,01	0,07	0,43	9,54	71,95	16,14	-0,08	0,77		Sv
BAT-3-18		PE	0,20	3,69	56,18	13,79	6,64	1,15	3,24	0,05	0,03	0,74	14,29	76,74	17,77	0,31	0,61		Sv

AMOSTRA	ASS. FÁCIES	ROCHA	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC	CIA	Al+K+Na	log Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	Log SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al/(Al+Fe+Mn)	Fácies
BAT-3-11	AF3	PE	0,38	3,93	59,12	13,79	5,21	0,64	5,34	0,03	0,06	0,13	11,39	70,23	19,25	-0,01	0,63		Fe
BAT-3-5	Laguna	PE	3,65	5,47	54,43	11,61	4,81	0,38	4,88	0,04	0,10	0,10	14,53	57,37	16,59	-0,01	0,67		Sv
BAT-3-16		PE	0,23	3,33	63,37	16,27	3,69	1,13	2,62	0,02	0,12	0,39	8,84	83,40	19,27	0,15	0,59		Sv
CHR-7-3		PE	0,02	1,55	72,80	11,08	5,54	0,58	2,19	0,02	0,02	0,05	6,13	82,99	13,33	0,40	0,82		Sv
CUR-31		PE	0,07	1,73	70,89	12,49	3,37	0,71	4,28	0,01	0,14	0,41	5,91	73,62	17,17	-0,10	0,75		Sv
BAT-3-1		CARB	28,79	17,44	7,29	0,45	2,34	0,01	0,21	0,22	0,04	0,04	43,17						Mul
BAT-11-2		CARB	9,42	6,71	47,71	9,19	4,98	0,43	2,71	0,16	0,14	1,05	17,48						Mm
Média			3,33	4,23	58,20	12,15	4,85	0,65	3,51	0,05	0,08	0,31	12,63						
CHR-5-1		AR	0,02	0,38	82,94	7,92	1,32	0,42	3,02	0,01	0,03	0,11	3,82	71,47	11,05	-0,36	1,02		Ac
CHR-5-2	AF4	AR	0,02	0,30	87,64	5,96	1,28	0,36	1,65	0,01	0,03	0,06	2,69	77,42	7,67	-0,11	1,17		Ac
CHR-5-4	<i>Shoreface</i>	AR	0,02	0,79	69,63	12,28	7,38	0,52	1,76	0,06	0,07	0,08	7,41	86,86	14,12	0,62	0,75		Ac
CHR-5-9		CHERT	0,04	0,08	86,07	2,68	7,40	0,06	0,33	0,08	0,22	0,03	2,99					0,21	Coq
CHR-5-6		CHERT	0,09	0,08	92,64	2,75	0,91	0,07	1,01	0,01	0,32	0,04	2,08					0,69	Goo

AMOSTRA	ASS. FÁCIES	ROCHA	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC	CIA	Al+K+Na	log Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	Log SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al/(Al+Fe+Mn)	Fácies
média			0,04	0,33	83,78	6,32	3,66	0,29	1,55	0,03	0,14	0,06	3,80						
BAT-3-15		CHERT	0,04	0,04	98,54	0,52	0,14	<LQ	0,04	0,01	0,00	0,03	0,65					0,72	Goo
CUR-20	AF5	CHERT	0,07	0,10	96,26	0,88	1,06	<LQ	0,09	0,00	0,03	0,00	1,50					0,38	Goo
CUR-38	Barreira	CARB	28,68	13,52	7,66	1,30	7,45	0,06	0,42	0,60	0,26	0,16	39,90						Tr
CUR-55		CARB	41,06	2,57	15,90	1,62	0,90	0,06	1,06	0,07	0,14	0,07	36,55						Est
Média			17,46	4,06	54,59	1,08	2,39	0,06	0,40	0,17	0,11	0,06	19,65						
CUR-42	AF6	CHERT	0,02	0,02	98,26	0,24	0,26	0,61	0,05	0,00	0,01	0,03	0,48					0,41	Br
CUR-12	Tidal inlet	CHERT	0,02	0,12	90,92	3,09	2,66	0,09	0,16	0,00	0,01	0,03	2,87					0,47	Gi
Média			0,02	0,07	94,59	1,67	1,46	0,35	0,11	0,00	0,01	0,03	1,67						
LQ*			0,002	0,001	***	0,01	0,002	0,001	0,004	0,004	0,004	0,001							

*LQ: Limite de quantificação

** PPC: Perda por calcinação

*** Sílica obtida por subtração do valor total dos demais óxidos mais PPC

APÊNDICE 4 – Tabela de elementos menores e traços (ppm).

AMOSTRA	PAAS	AF1						AF2									
		CHR-1-2	CBP-4	CHR-6-5	CHR-6-3	CHR-7-1	CBP-1	CHR-4-10	BAT-3-17	CHR-3-7	CHR-2-3	CUR - 11B	CHR-4-3	CUR-22	CUR-47	CHR-4-5	CUR-60
ROCHA		ARE	ARE	ARE	ARE	ARE	ARE	PEL	PEL	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CARB
Sc	16,00	2,34	2,68	4,34	6,33	7,05	3,04	12,65	24,85	7,02	1,35	1,83	3,71	0,92	0,53	17,34	2,03
V	150,00	55,00	13,31	20,90	17,57	18,17	19,57	233,55	195,61	52,60	55,98	19,49	21,91	17,93	8,41	91,94	16,73
Cr	110,00	13,93	10,68	17,01	9,21	12,52	15,41	76,11	70,99	34,33	7,02	19,81	10,63	11,63	8,74	62,23	3,66
Co	23,00	44,30	129,66	38,58	46,02	21,04	139,60	19,95	89,04	23,13	13,28	57,85	641,89	26,39	32,18	14,95	3,92
Ni	55,00	1,39	4,44	23,43	2,22	5,83	8,12	38,27	76,32	2,58	43,54	2,78	9,63	2,04	2,51	33,34	4,18
Cu	50,00	17,41	7,09	10,49	9,76	11,59	19,08	40,28	58,88	22,29	16,97	5,80	39,25	6,38	20,87	62,83	9,40
Zn	85,00	110,62	5,56	7,63	4,18	6,57	4,37	62,38	93,94	5,90	19,50	<LQ	15,67	3,57	8,21	50,32	<LQ
Ga	20,00	5,55	2,98	4,45	4,84	5,50	3,83	11,64	22,11	13,67	1,83	4,39	3,74	1,81	0,82	19,72	0,86
Rb	160,00	3,92	21,04	14,85	7,62	11,92	18,00	31,38	82,30	14,78	17,76	11,51	12,72	1,40	3,87	124,11	5,80
Sr	200,00	47,57	8,37	3,05	54,43	24,21	3,12	9,34	67,09	167,02	92,25	13,26	100,94	1,45	6,29	17,48	349,82
Y	27,00	4,94	3,87	11,15	134,79	29,86	5,05	21,72	860,18	6,64	6,73	2,47	2,03	0,64	0,39	14,13	2,80
Zr	210,00	79,57	47,02	34,30	27,61	46,75	58,18	124,13	132,51	97,69	22,89	24,95	30,99	11,18	12,93	157,83	12,80

Nb	19,00	1,51	0,24	1,26	0,44	1,95	0,84	11,95	16,78	10,58	2,00	1,15	0,93	0,50	0,29	13,12	0,88
Cs	6,00	0,26	1,80	1,20	0,57	1,97	2,47	2,42	11,09	0,86	3,22	1,64	1,49	0,07	0,32	20,06	0,28
Ba	650,00	205,27	126,94	53,46	101,76	75,72	58,68	111,84	499,73	395,68	606,98	198,60	101,85	11,27	47,39	274,24	52,27
Hf	5,00	2,26	1,33	1,02	0,92	1,29	1,53	3,40	3,70	2,93	0,56	0,66	0,82	0,30	0,35	4,61	0,31
Pb	20,00	40,56	15,08	3,28	7,52	8,88	13,31	61,09	5,53	37,39	8,74	7,04	20,16	4,03	2,38	9,40	3,97
Th	14,6	5,03	2,34	1,58	1,68	6,33	3,23	4,18	8,96	8,16	1,34	4,32	1,07	1,26	0,53	11,05	0,91
U	3,1	1,63	0,79	0,96	2,67	1,50	1,02	3,24	5,66	2,67	11,90	0,79	1,16	0,18	0,80	10,25	16,36
Rb/K								0,01	0,00								
V/Cr		1,15	1,25	1,23	1,91	1,45	1,27	3,07	2,76								
U/Th										0,33	8,88	0,18	1,08	0,15	1,52	0,93	
Ca/Sr																	0,06
Mn/Sr																	4,01
Fe/Sr																	31,89
Rb/Sr																	0,02
Fácies	Af	At	At	At	At	At	At	Sr	Hl	Wm	Pi	Gi	Pi	Tm	Tm	MI	Est

APÊNDICE 4 – Tabela de elementos menores e traços (continuação).

		AF3												AF4				
AMOSTR		BAT-3-																
A	BAT-3-1	BAT-11-2	CHR-7-9	CUR-48	10.1	CHR-7-7	CUR-29	BAT-3-18	BAT-3-11	BAT-3-5	BAT-3-16	CHR-7-3	CUR-31	CHR-5-1	CHR-5-4	CHR-5-2	CHR-5-9	CHR-5-6
ROCHA	CARB	CARB	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	ARE	ARE	ARE	CHERT	CHERT
Sc	2,97	10,39	19,06	13,78	7,59	23,08	13,31	24,21	8,64	9,32	25,26	12,60	14,40	9,26	15,97	11,20	10,80	5,02
V	42,30	70,66	66,77	86,45	88,20	358,68	88,04	391,77	110,23	94,26	628,69	69,02	88,36	32,59	87,05	31,11	36,50	11,78
Cr	4,96	59,33	65,70	65,55	77,40	209,66	66,74	109,30	84,21	70,71	140,35	55,08	67,32	32,56	54,87	32,85	18,09	10,32
Co	10,73	6,13	45,90	5,34	13,81	42,43	5,07	69,83	17,82	14,72	43,91	21,05	5,04	9,88	35,47	36,90	62,68	173,74
Ni	9,35	20,68	31,41	18,24	25,30	105,49	18,29	120,83	52,83	34,62	94,23	21,31	17,99	12,48	34,48	11,32	44,15	9,30
Cu	9,77	38,04	42,95	21,70	25,10	112,38	24,62	118,09	58,52	34,39	88,16	36,47	26,90	19,53	62,16	23,64	85,98	46,92
Zn	2,92	183,16	79,04	38,58	20,99	183,06	44,75	141,95	48,34	33,92	118,62	47,04	46,48	22,79	53,95	15,77	195,52	<LQ
Ga	0,68	15,08	18,36	19,08	18,65	36,32	19,06	23,42	23,81	19,36	24,37	15,88	19,39	9,62	19,76	7,91	7,07	5,42
Rb	2,90	111,02	177,99	200,82	166,91	318,04	202,23	118,15	206,85	208,97	82,19	150,39	201,76	89,09	117,60	68,06	11,53	23,66
Sr	333,88	102,23	5,92	202,32	49,86	16,76	115,33	63,76	46,67	132,32	255,89	7,27	213,90	30,41	18,38	44,28	319,28	652,25
Y	4,02	22,75	36,50	24,90	10,31	50,84	20,44	35,23	11,52	10,00	53,95	24,38	24,83	16,11	13,98	7,02	69,63	51,57
Zr	5,24	87,54	115,78	188,33	116,76	170,94	204,37	166,11	117,60	97,13	184,79	197,05	181,15	148,21	133,17	107,74	48,13	27,14

Nb	0,53	9,47	11,28	15,50	17,10	17,99	15,85	18,48	15,95	9,34	16,99	12,52	15,54	8,81	11,65	7,64	1,11	0,25
Cs	0,13	7,11	12,80	9,19	10,22	17,53	9,96	9,79	8,95	9,08	4,37	9,53	8,41	10,79	17,38	11,33	1,30	1,74
Ba	85,09	364,75	150,32	562,53	436,49	220,92	502,33	1409,60	382,73	301,91	1483,14	131,05	578,23	408,24	250,03	290,79	738,22	3409,24
Hf	0,18	2,46	3,57	5,18	3,65	5,44	5,38	4,49	3,82	2,52	4,87	5,63	5,02	4,32	3,88	3,13	1,15	0,92
Pb	8,78	15,41	11,41	15,81	6,58	13,90	14,82	14,66	7,01	5,32	28,36	11,80	17,19	8,30	9,79	13,77	74,91	53,60
Th	1,15	12,19	7,46	11,97	7,76	6,89	11,76	9,95	7,57	8,31	9,33	14,45	11,32	16,89	9,35	3,96	91,57	49,85
U	6,04	3,13	1,73	2,76	1,36	7,52	2,63	3,98	1,44	0,69	3,15	2,11	2,74	6,33	9,15	8,29	17,77	8,63
Rb/K			0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01		35,35	80,33	49,49		
V/Cr			1,02	1,32	1,14	1,71	1,32	3,58	1,31	1,33	4,48	1,25		1,00	1,59	0,95		
U/Th																	0,19	0,17
Ca/Sr	0,06	0,07																
Mn/Sr	5,87	14,68																
Fe/Sr	55,14	406,32																
Rb/Sr	0,01	1,29																
Fácies	Mul	Mm	Fe	Sv	Sb	Fe	Sv	Sv	Fe	Sv	Sv	Sb	Sv	Ac	Ac	Ac	Coq	Gob

APÊNDICE 4 – Tabela de elementos menores e traços (continuação).

AMOSTRA	AF5				AF6		
	BAT-3-15	CUR-20	CUR-38	CUR-55	CUR-42	CUR-12	LQ
ROCHA	CHERT	CHERT	CARB	CARB	CHERT	CHERT	
Sc	0,52	1,80	1,72	5,45	2,25	1,77	0,18
V	8,07	23,08	52,01	12,06	14,87	64,53	0,07
Cr	3,16	28,35	5,40	7,79	11,62	37,97	1,52
Co	97,37	145,92	14,35	4,63	142,78	5,26	1,09
Ni	2,46	9,96	49,58	39,01	3,52	3,49	6,96
Cu	5,23	12,27	9,58	8,57	34,52	12,90	0,75
Zn	<LQ	16,51	<LQ	42,17	<LQ	7,08	0,36
Ga	1,06	1,74	1,48	2,18	3,23	4,87	0,17
Rb	1,72	5,29	16,75	23,90	1,59	13,41	0,50
Sr	0,88	0,91	59,13	457,46	44,28	3,48	1,44
Y	3,65	6,56	7,06	9,46	6,95	1,62	0,08
Zr	2,82	3,76	24,48	24,65	110,42	36,11	0,47

Nb	0,06	0,07	2,14	1,90	2,74	2,42	0,11
Cs	0,15	0,36	3,24	1,07	0,05	1,62	0,01
Ba	88,33	41,04	570,17	87,34	463,21	35,43	1,73
Hf	0,07	0,15	0,63	0,73	2,99	1,09	0,04
Pb	1,48	4,58	3,81	3,54	11,82	10,48	1,52
Th	0,98	2,68	1,62	2,06	2,28	4,32	0,09
U	0,21	0,46	12,61	0,92	1,14	0,41	0,02
Rb/K							
V/Cr							
U/Th	0,22	0,17			0,50	0,09	
Ca/Sr			0,35	0,06			
Mn/Sr			50,87	1,26			
Fe/Sr			572,25	15,36			
Rb/Sr			0,18	0,06			
Fácies	Goo	Goo	Tr	Est	Br	Gi	

APÊNDICE 5 – Tabela de elementos terra rara (ppm)

AMOSTRA	PAAS	AF1						AF2									
		CHR-1-2	CBP-4	CHR-6-5	CHR-6-3	CHR-7-1	CBP-1	CHR-4-10	BAT-3-17	CHR-3-7	CHR-2-3	CUR - 11B	CHR-4-3	CUR-22	CUR-47	CHR-4-5	CUR-60
ROCHA		ARE	ARE	ARE	ARE	ARE	ARE	PEL	PEL	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CHERT	CARB
La	38,20	40,05	5,80	6,71	71,04	27,80	7,09	19,88	390,39	144,94	8,56	183,20	200,76	21,26	5,01	5,94	0,25
Ce	79,60	57,89	10,77	13,66	245,01	63,97	13,65	66,78	977,75	195,62	14,23	297,96	431,46	34,14	6,59	12,63	0,24
Pr	8,83	5,38	1,19	1,62	31,46	8,41	1,56	5,46	112,52	18,90	1,29	34,80	48,63	3,00	0,60	1,47	0,04
Nd	33,90	14,31	4,17	6,16	124,40	37,42	5,66	22,11	481,78	42,55	3,70	112,59	170,38	9,68	1,75	5,67	0,14
Sm	5,55	1,87	0,73	1,15	25,08	7,81	1,02	5,07	104,39	3,61	0,55	17,59	28,71	1,50	0,29	1,26	0,05
Eu	1,08	0,38	0,17	0,25	5,49	1,57	0,22	1,07	25,67	0,61	0,11	3,17	5,42	0,37	0,06	0,33	0,02
Gd	4,66	1,69	0,66	1,26	25,12	6,69	0,95	4,95	121,15	3,38	0,52	15,10	22,97	1,40	0,28	1,34	0,09
Tb	0,77	0,20	0,11	0,23	4,20	0,97	0,15	0,80	20,72	0,29	0,07	1,97	2,95	0,21	0,05	0,27	0,01
Dy	4,68	1,05	0,66	1,60	26,17	5,36	0,92	4,65	131,32	1,39	0,43	11,24	14,44	1,37	0,31	2,11	0,05
Ho	0,99	0,21	0,15	0,36	5,21	1,04	0,19	0,89	27,25	0,28	0,09	2,40	2,37	0,29	0,07	0,50	0,01
Er	2,85	0,71	0,48	1,14	15,37	2,96	0,64	2,58	77,94	1,01	0,30	7,55	5,75	0,96	0,22	1,72	0,31

Tm	0,41	0,12	0,07	0,17	2,15	0,40	0,10	0,38	10,32	0,16	0,05	1,01	0,63	0,15	0,03	0,27	0,03
Yb	2,82	0,87	0,53	1,13	13,97	2,55	0,69	2,54	62,89	1,19	0,30	5,92	3,49	1,15	0,25	1,83	0,00
Lu	0,43	0,13	0,08	0,17	2,03	0,39	0,10	0,38	9,17	0,18	0,05	0,82	0,46	0,18	0,04	0,28	0,03
Ce*								1,44	0,95	0,81	0,98	0,82	0,91	1,09	0,99	0,96	0,84
Eu*		1,68	1,88	1,81	3,50	1,98	1,77	1,76	1,47	1,31	1,65	1,43	1,71	1,45	1,66	1,71	1,36
Y/Ho								24,39	31,56								31,71
La/Yb _{Sn}																	1,03
Pr/Yb																	1,27
Er/Nd																	0,22
ΣETR								137,51	2553,27	414,14	30,25	695,31	938,42	75,67	15,53	35,61	
ΣETR+Y																	1,28
Fácies	Af	At	At	At	At	At	At	Sr	HI	Wm	Pi	Gi	Pi	Tm	Tm	MI	Est

APÊNDICE 5 – Tabela de elementos terra rara (continuação).

AMOSTRA	AF3												AF4					
	BAT-3-1	BAT-11-2	CHR-7-9	CUR-48	BAT-3-10.1	CHR-7-7	CUR-29	BAT-3-18	BAT-3-11	BAT-3-5	BAT-3-16	CHR-7-3	CUR-31	CHR-5-1	CHR-5-4	CHR-5-2	CHR-5-9	CHR-5-6
ROCHA	CARB	CARB	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	PEL	ARE	ARE	ARE	CHERT	CHERT
La	4,74	0,02	13,52	41,34	36,17	27,51	42,94	50,84	21,90	14,76	92,60	10,24	5,35	11,55	7,36	12,07	2,87	0,46
Ce	6,14	0,02	31,06	86,77	77,83	68,71	84,30	107,73	46,67	32,69	158,78	23,12	10,87	33,12	15,10	23,59	6,57	0,63
Pr	0,97	0,00	3,51	10,48	7,53	9,64	9,39	13,18	4,97	3,90	17,75	2,57	1,23	4,74	1,81	2,42	0,75	0,08
Nd	3,57	0,01	14,06	41,71	25,20	40,94	34,96	52,48	17,84	14,82	64,20	10,32	5,22	19,31	6,91	7,86	2,97	0,30
Sm	0,83	0,00	2,79	8,69	3,95	8,22	6,14	10,37	3,07	2,75	12,19	2,06	1,14	4,16	1,44	1,28	0,67	0,07
Eu	0,17	0,00	0,64	1,74	0,75	1,86	1,18	2,41	0,63	0,56	2,83	0,48	0,31	0,89	0,34	0,30	0,15	0,02
Gd	0,85	0,01	3,50	6,98	3,07	8,49	4,93	9,17	2,62	2,36	12,07	2,42	1,27	3,67	1,50	1,15	0,64	0,07
Tb	0,12	0,00	0,66	0,97	0,39	1,37	0,68	1,33	0,38	0,35	1,78	0,45	0,20	0,56	0,28	0,18	0,11	0,01
Dy	0,65	0,00	4,56	5,28	2,16	8,53	3,91	7,29	2,35	1,98	10,26	3,29	1,13	3,16	2,11	1,17	0,64	0,07
Ho	0,13	0,00	1,06	1,01	0,45	1,76	0,78	1,35	0,49	0,39	2,00	0,76	0,22	0,61	0,48	0,26	0,14	0,01

Er	3,39	0,03	3,26	2,92	1,51	5,36	2,43	3,78	1,58	1,14	5,69	2,49	0,63	1,77	1,64	0,91	0,40	0,04
Tm	0,39	0,00	0,47	0,42	0,25	0,76	0,36	0,51	0,25	0,17	0,78	0,37	0,08	0,26	0,25	0,16	0,06	0,01
Yb	0,06	0,00	2,97	2,74	1,79	4,99	2,40	3,22	1,73	1,17	4,99	2,50	0,55	1,83	1,70	1,15	0,35	0,05
Lu	0,40	0,00	0,45	0,40	0,27	0,76	0,36	0,46	0,26	0,18	0,73	0,39	0,08	0,28	0,26	0,18	0,05	0,01
Ce*	0,92	0,72	1,02	0,95	1,02	0,88	0,97	0,94	0,98	0,92	0,94	1,05	1,10				1,01	0,81
Eu*	1,40	1,78	1,48	2,04	1,76	2,01	1,86	2,28	1,72	1,71	2,29	1,49	2,10	1,82	1,60	1,81	2,21	2,80
Y/Ho	26,71	37,76	34,42	24,77	22,94	28,82	26,34	26,07	23,65	25,87	27,04	32,21	114,58					
La/Yb _{sn}	0,83	1,07																
Pr/Yb	2,47	1,24																
Er/Nd	0,11	0,26																
ΣETR			82,53	211,46	161,32	188,92	194,75	264,13	104,72	77,23	386,66	61,46	28,27				16,36	1,83
ΣETR+Y	22,46	0,11																
Fácies	Mul	Mm	Fe	Sv	Sb	Fe	Sv	Sv	Fe	Sv	Sv	Sb	Sv	Ac	Ac	Ac	Coq	Gob

APÊNDICE 5 – Tabela de elementos terra rara (continuação).

AMOSTRA	AF5				AF6		LQ*
	BAT-3-15	CUR-20	CUR-38	CUR-55	CUR-42	CUR-12	
ROCHA	CHERT	CHERT	CARB	CARB	CHERT	CHERT	LQ*
La	4,07	30,86	5,63	0,65	40,92	3,35	0.20
Ce	9,47	69,96	10,56	0,81	85,81	4,09	0.40
Pr	1,02	13,04	1,21	0,13	10,63	0,36	0.05
Nd	4,05	39,95	4,40	0,51	43,31	0,87	0.002
Sm	0,87	4,21	0,87	0,16	9,14	0,13	0.02
Eu	0,18	0,59	0,17	0,05	1,83	0,03	0.003
Gd	0,96	2,36	0,84	0,24	7,15	0,14	0.017
Tb	0,16	0,18	0,13	0,03	1,00	0,02	0.002
Dy	1,02	0,55	0,73	0,16	5,41	0,14	0.01
Ho	0,23	0,09	0,16	0,03	1,02	0,03	0.003
Er	0,67	0,33	0,47	0,09	2,94	0,10	0.007

Tm	0,09	0,04	0,07	0,01	0,42	0,02	0.002
Yb	0,57	0,28	0,50	0,08	2,74	0,11	0.004
Lu	0,08	0,04	0,08	0,01	0,40	0,02	0.001
Ce*	1,07	0,50	1,05	0,96	0,95	0,92	
Eu*	1,54	1,26	1,48	1,48	1,80	1,39	
Y/Ho			0,15	0,12			
La/Yb _{Sn}			0,64	1,09			
Pr/Yb			2,41	1,56			
Er/Nd			0,11	0,18			
ΣETR	23,45	162,49			212,73	9,39	
ΣETR+Y			29,83	3,86			
Fácies	Goo	Goo	Tr	Est	Br	Gi	

LQ: Limite de quantificação

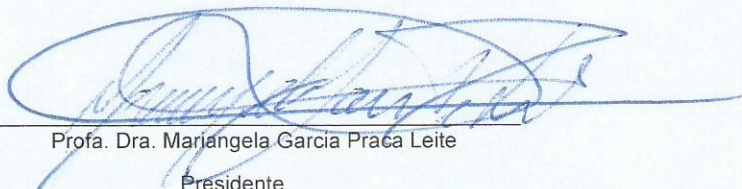


MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO
CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS



ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO

Aos 23 dias do mês de março do ano de 2020, às 09:00 horas, nas dependências do Departamento de Geologia (Degeo), foi instalada a sessão pública para a defesa de dissertação do mestrando Rafael Oliveira Silva, sendo a banca examinadora composta pela Profa. Dra. Mariangela Garcia Praca Leite (Presidente - UFOP), pelo Dr. Cláudio Borba (Membro - Externo), pelo Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro (Membro - UFOP). Dando início aos trabalhos, a presidente, com base no regulamento do curso e nas normas que regem as sessões de defesa de dissertação, concedeu ao mestrando 25 minutos para apresentação do seu trabalho intitulado "O Permiano da Bacia de Sergipe-Alagoas.", na área de concentração: Tectônica / Petrogênese / Recursos Minerais. Terminada a exposição, a presidente da banca examinadora concedeu, a cada membro, um tempo máximo de 50 minutos para perguntas e respostas ao candidato sobre o conteúdo da dissertação, na seguinte ordem: Primeiro Dr. Cláudio Borba; segundo Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro; terceiro Profa. Dra. Mariangela Garcia Praca Leite. Dando continuidade, ainda de acordo com as normas que regem a sessão, a presidente solicitou aos presentes que se retirassem do recinto para que a banca examinadora procedesse à análise e decisão, anunciando, a seguir, publicamente, que o mestrando foi aprovado, sob a condição de que a versão definitiva da dissertação deva incorporar todas as exigências da banca, devendo o exemplar final ser entregue no prazo máximo de 60 (sessenta) dias à Coordenação do Programa. Para constar, foi lavrada a presente ata que, após aprovada, vai assinada pelos membros da banca examinadora e pelo mestrando. Ouro Preto, 23 de março de 2020.



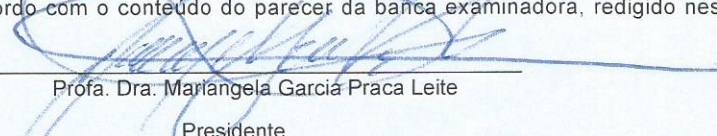
Profa. Dra. Mariangela Garcia Praca Leite
Presidente

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
Dr. Cláudio Borba
(Participação por Videoconferência)

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro
(Participação por Videoconferência)

Mestrando

Certifico que a defesa realizou-se com a participação a distância do(s) membro(s) Dr. Cláudio Borba, Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro e que, depois das arguições e deliberações realizadas, cada participante a distância afirmou estar de acordo com o conteúdo do parecer da banca examinadora, redigido nesta ata.



Profa. Dra. Mariangela Garcia Praca Leite
Presidente