

Roberto Pasquale da Cruz Trotta

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS MICROBIALITOS DA
FORMAÇÃO WILBERNS (CAMBRIANO SUPERIOR), MUNICÍPIO DE
MASON, TEXAS (EUA)**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**



UFRJ

Roberto Pasquale da Cruz Trotta

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS MICROBIALITOS DA
FORMAÇÃO WILBERNS (CAMBRIANO SUPERIOR), MUNICÍPIO DE MASON,
TEXAS (EUA)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientador (es):

Renato Rodriguez Cabral Ramos

André Willys Droxler

Luís Henrique Sapiensa Almeida

Rio de Janeiro

Dezembro 2016

TROTТА, Roberto Pasquale da Cruz

**Caracterização Estratigráfica da Formação Wilberns
(Cambriano Superior), Município de Mason, Texas (EUA)** /
Roberto Pasquale da Cruz Trotta - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo,
2016.

127 p.: il. 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal
do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de
Geologia, 2016.

Orientador (es): Renato Rodriguez Cabral Ramos, André
Willys Droxler, Luiz Henrique Sapiensa Almeida

1. Geologia. 2. Setor de Paleontologia e Estratigrafia –
Trabalho de Conclusão de Curso. I. Renato, Rodriguez Cabral
Ramos. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia.

Roberto Pasquale da Cruz Trotta

CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS MICROBIALITOS DA FORMAÇÃO
WILBERNS (CAMBRIANO SUPERIOR), MUNICÍPIO DE MASON, TEXAS (EUA).

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientador (es):

Renato Rodriguez Cabral Ramos
André Willys Droxler
Luiz Henrique Sapiensa Almeida

Aprovada em: 22.dezembro.2016

Por:

Renato Rodriguez Cabral Ramos (UFRJ)

Amanda Goulart Rodrigues (UFRJ)

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Dedico este trabalho àqueles que são exemplos de dignidade, simplicidade, ética, e de vida: meus avós Pasquale Trotta e Olinda Trotta, e Manoel Francisco da Cruz e Maria Albina da Cruz.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com apoio e financiamento da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo programa Ciência Sem Fronteiras (CsF – chamada 156/13) durante o ano letivo de 2015.

Desejo expressar aqui os mais sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições envolvidas, direta ou indiretamente, na realização deste trabalho, principalmente a Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, que abraça os seus estudantes e é um motivo de orgulho para a minha formação acadêmica, profissional e pessoal;

Agradeço aos professores dessa universidade por terem compartilhado uma porção de seus preciosos conhecimentos, de forma cativante e inspiradora;

Aos professores e orientadores Renato Rodriguez Cabral Ramos e Luís Henrique Sapiensa Almeida que me introduziram no universo das rochas carbonáticas e, com muita destreza, contribuíram até o fim;

Ao professor André Willys Droxler, que me acolheu como membro da sua família durante todo o intercâmbio, acreditou no meu potencial, me ensinou e me presenteou com um mar de conhecimentos;

À Universidade Rice – Houston, TX – e sua comunidade acadêmica pela infraestrutura oferecida aos alunos estrangeiros e ao suporte à pesquisa de geologia.

Aos professores e colegas do LAGESED, principalmente ao Leonardo Borghi, Jane Nobre, Thiago Carelli e Amanda Goulart, que deram enorme contribuição técnica e intelectual para realização deste trabalho;

Aos meus pais Roberto Trotta e Cristina Trotta, e ao meu irmão Rodrigo Trotta, que são o motivo da minha força e a base que sustenta a minha educação;

À minha noiva e cúmplice Mariana Meirelles, por toda paciência, compreensão e ajuda durante os momentos de incerteza;

Aos meus queridos amigos Brian Kubik, Heath Hopson e Pankaj Khanna que dividiram inesquecíveis experiências de campo e motivaram as minhas realizações acadêmicas durante o último semestre de 2015;

Ao meu grande companheiro de campo e amigo, Felipe Emerson, pela camaradagem, perseverança, sabedoria, paciência, e pelos incríveis dias de aprendizado e crescimento acadêmico;

E, finalmente, agradeço a todos os amigos e colegas que, da forma mais sutil possível, fizeram parte dessa fantástica empreitada de descobertas chamada Geologia.

“Na ciência, a curiosidade satisfeita gera não indolência, mas novos desejos. ”

(James Hutton)

Resumo

TROTTA, Roberto Pasquale da Cruz. 2016. 125 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Durante o Cambriano superior, há aproximadamente 490 milhões de anos, a porção central do Estado do Texas, no sul dos Estados Unidos da América, estava completamente submersa e fazia parte da Grande Plataforma Carbonática Americana na margem oeste do paleocontinente Laurência que, nesse momento, encontrava-se em latitude equatorial. Os membros Point Peak e San Saba, topo da Formação Wilberns, registram um importante momento dessa prolífica fábrica carbonática do Paleozoico Inferior: a transição de uma sedimentação carbonática predominantemente autóctone, com a formação de biohermas, bioestromas, estromatólitos e trombólitos do Membro Point Peak, para uma sedimentação de caráter essencialmente clástica, com o desaparecimento dessas bioconstruções e geração de packstones e grainstones esqueletais do Membro San Saba. Sendo assim, além da descrição de aspectos gerais dessas unidades, o principal objetivo deste estudo é compreender as razões pelas quais os microbialitos pararam de se formar a partir do estudo morfológico das bioconstruções e da caracterização faciológica da unidade clástica. Para tal, seis afloramentos foram analisados e fotografados com auxílio de um *drone*, de modo a alcançar locais inacessíveis nas escarpas e permitir perspectivas de imagem 3D das exposições. Quatorze testemunhos com comprimento de aproximadamente 30 centímetros e 12 lâminas delgadas embasaram as descrições faciológica e morfológica. Como resultado, a análise da unidade de natureza autóctone (Mb. Point Peak) permitiu a individualização de três porções morfológicamente distintas em cada um dos biohermas e, estas foram interpretadas como fases de crescimento microbial (Fase 1, de “colonização”, Fase 2, de “agração vertical” e “expansão lateral”, e a Fase 3, de “capeamento”) que são inibidas com a entrada de sedimentos siliciclásticos no sistema. Com a caracterização faciológica da unidade clástica sobreposta (Mb. San Saba) foram identificados organismos metazoários anteriormente escassos, principalmente gastrópodes e trilobitas, cuja presença pode ter aumentado a competição por recursos naturais, o que inibiu o desenvolvimento microbial e, conseqüentemente, a formação das bioconstruções. Sendo assim, o aumento da frequência desses metazoários sugere que o Mb. Point Peak está possivelmente inserido num contexto de período anacrônico, no qual os microbialitos se desenvolvem e florescem na ausência de metazoários competidores, sendo essa portanto, a principal razão do declínio microbial carbonático da Formação Wilberns.

Palavras-chave: bioconstruções; biohermas; cambriano superior; períodos anacrônicos.

Abstract

TROTTA, Roberto Pasquale da Cruz. **Stratigraphic Carachterization of the Upper Cambrian Microbialites of Wilberns Formation, Mason County, Texas, US.** 2016. 126 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

During the Upper Cambrian, about 490 million years ago, Central Texas just south of the United States, was completely underwater and it was part of the Great American Carbonate Bank, west margin of Laurentia, which was located in equatorial latitude on that time. The Point Peak and San Saba members of Wilberns Formation, record an important moment of this prolific Lower Paleozoic carbonate factory: the transition from a predominantly autochthonous carbonate sedimentation (with bioherms, biostromes, stromatolites and thrombolites) to a completely clastic sedimentation of San Saba Member (composed by skeletal packstones and grainstones). Thus, besides the description of general aspects of these units, the main goal of this research is understanding why microbialites stop growing based on morphological studies of the buildups and the faciological characterization of the clastic unit. To achieve this, six outcrops were analyzed with support of a drone, which took high-resolution pictures of inaccessible cliffs and allowing a 3D view of these outcrops. Fourteen cores with a length of about 30 centimeters and 12 thin sections were used to the faciological and morphologic descriptions. As a result, the analysis of the autochthonous unit (Point Peak) allowed the individualization of three morphologically distinct portions in each bioherm. They were interpreted as microbial growth phases (the “colonizing” Phase 1, a “vertical aggrading” and “lateral expanding” Phase 2, and a “capping” Phase 3), which are inhibited by fine siliciclastic sediment influx into the system. The faciological characterization of the overlain clastic unit (San Saba member) brought to light the previously scarce metazoan organisms (mainly gastropods and trilobites) whose presence may have increased the competition for natural resources, which inhibited the microbial development and, consequently, the buildup growth. Thus, the increase in the frequency of metazoan organisms suggests that the Point Peak Mb. may be inserted in an anachronistic period (periods of microbial carbonate rising and metazoan decline), which is therefore interpreted as the main reason for the Wilberns Formation microbial demise.

Key Words: buildups; bioherms; Upper Cambrian; anachronistic periods

Lista de figuras

- Figura 1.** Situação geográfica da cidade (ou distrito) de Mason, em relação às cidades de Houston, Dallas e a capital texana, Austin. Destaque para a sua posição central em relação aos limites do estado do Texas e ao município homônimo (quadrado vermelho). O quadro de localização no canto inferior esquerdo destaca a posição do estado do Texas em relação aos Estados Unidos da América. **3**
- Figura 2.** Em **a**) localização da área de estudo (retângulo vermelho) em relação ao distrito de Mason e as principais rodovias de acesso, as Interestaduais 87 e 377, a Estadual 29, e a via local Mason St. 1871. Os números em amarelo no interior da área de estudo referem-se aos acessos subordinados Camp Holland Rd. (1) e Eagle Ridge Rd. (2). Imagem obtida a partir do Google Earth no dia 16/04/2016. Em **b**) destacam-se os afloramentos estudados, separados em “Pavimentos” e “Escarpas”, dos ranchos Zesch e Eagle Ridge, os rios James e Llano, e o Córrego Mill. **4**
- Figura 3.** Mapa tectônico do estado do Texas com destaque para a estrutura Pré cambriana do centro (pCm e pCi), o famoso Soerguimento Llano. A sequência sedimentar da Formação Wilberns está inserida na borda Sudoeste (CO – Lower Paleozoic, em verde claro), dessa janela estrutural, mostrado pela seta vermelha. **9**
- Figura 4.** **a**) Mapa geológico da região focando o soerguimento Llano e mostrando a localização da área de estudo e o traço de uma seção esquemática em relação a estrutura em questão. Em **b**) seção geológica esquemática com orientação quase leste-oeste, com destaque para as rochas do Paleozóico inferior que são o escopo deste trabalho. Modificado de Jack Morelock, Wilson Ramirez, Pamela Hallock e Dennis Hubbard (2005). **10**
- Figura 5.** Mapa de placas tectônicas referente ao Cambriano superior (aproximadamente 490 Ma) com destaque para o quadrado em vermelho mostrando a localização aproximada da porção central do estado do Texas. Modificado de Golonka (2002): 1- Cadeias mesoceânicas (abertura de fundo oceânico); 2- Zonas de subducção; 3- Zonas de falhas de empurrão; 4- Falhas normais; 5- Falhas transformantes; 6- Grandes derrames basálticos formando altos topográficos; 7- Porções expostas dos crátons; 8-Talude; 9- Mar epicontinental; 10- Oceanos. **11**
- Figura 6.** Mapas paleogeográficos e litofaciológicos de dois autores distintos com destaque para a posição da região central do Texas há cerca de 490 Ma (Cambriano superior) ao sul do Equador. Em **a**) mapa adaptado de Lochman-Balk (1970) onde se destaca a orientação da área, em que todo o continente se encontra “girado”, com a costa sul do Texas voltada para oeste. Em **b**) Mapa modificado de Golonka (2007) onde se observa em maior detalhe a distribuição de fácies carbonáticas. **12**
- Figura 7.** Estratigrafia da região de Mason na porção sudoeste do Soerguimento Llano. Destaque para a barra vermelha que situa cronoestratigraficamente as unidades que estão no escopo deste estudo. Repare que este autor incorpora o Arenito Weldge (ocultado) no Mb. Morgan Creek. Modificado de Long (2010) apud Nielson & Barker (2016). **15**
- Figura 8.** Mapa geológico da região do Rio James modificado de Sliger (1957), e seção geológica elaborada e interpretada a partir do mapa com interpretações baseadas em observações de campo incorporadas ao resultado. **15**
- Figura 9.** Uso de caiaques individual e duplo para o acesso de afloramentos. Em **a**) Escarpa Shepard, no rio Llano. Foto tirado pelo autor no dia 02.04.2015. E em **b**) uma das áreas da escarpa do rio James. Foto tirado por André Droxler em 20.07.2015. **21**
- Figura 10.** Metodologia para obtenção de testemunhos (amostragem). **a**) Motobomba à gasolina Honda GX 25, **b**) Configuração da bomba com o tubo de sucção de água na margem norte do rio James, **c**) sonda rotativa manual KOR-IT K-501 também à gasolina, **d**) autor e a configuração da sonda com broca de 15,2 cm conectada à mangueira de alimentação de água. Fotos “a)” e “b)” tiradas pelo autor no dia 20.07.2015. Foto “d)” tirada por Brian Kubik (aluno de mestrado da universidade Rice). Imagem “c)” retirada do website da empresa KOR-IT. **23**

- Figura 11.** Retirada de um dos testemunhos. No topo da foto é possível observar o tanque de gasolina utilizado para alimentar a bomba de água e a sonda rotativa. Nas mãos do autor (de camisa verde) observam-se os pegadores desmembrados de churrasco. Soltos ao chão, o sugador de água (amarelo, bem como martelos, uma chave de fenda, um cinzel e, apoiada no canto direito, a sonda rotativa. Foto tirada por André Droxler no dia 19.07.2015. 24
- Figura 12.** Fluxograma relativo à fotogrametria usada neste trabalho (Modificado de Khanna, 2015). 26
- Figura 13.** Tipos de precipitação carbonática em ambientes marinhos vinculada ao modelo de sistemas de produção, ou Fábricas carbonáticas. Os materiais típicos da fábrica T são precipitados biologicamente controlados oriundos de organismos foto-autotróficos (ou heterotróficos com simbiote autotróficos); a fábrica C é dominada por organismos heterotróficos com precipitação biologicamente controlada; e a fábrica M por precipitados biologicamente induzidos, principalmente micrita. Modificado de Schlager (2005). 29
- Figura 14.** Glossário de termos usados para a distinção dos elementos comumente associados aos recifes de corais. 31
- Figura 15.** Classificação com destaque para a escala de Wentworth-Udden relacionada aos carbonatos nomeados por Grabau (1904): calcilutito (equivalente a silte e argila), calcarenito, e calcirrudito. Extraído e modificado de Flugel (2004). 38
- Figura 16.** Modificado de Folk (1962), classificação de calcários baseada na 1) natureza dos grãos, 2) abundância relativa de matriz micrítica e cimento esparítico (ou poros). Os nomes variam de acordo com a abundância relativa dos componentes. 38
- Figura 17.** Retirado de Scholle (2003), esse quadro mostra o aspecto textural da classificação de Folk (1962), onde estes oito estágios seleção e arredondamento refletem as possíveis texturas das rochas carbonáticas em uma gama de baixa a alta energia no ambiente de deposição. 38
- Figura 18.** Diagrama modificado de Dunham (1962) mostrando a classificação de acordo com a textura deposicional. A diferença entre rocha matriz e grão suportados é fundamental para essa classificação. 39
- Figura 19.** Retirado de Scholle (2003), esse diagrama ilustra as mudanças introduzidas por Embry & Klovan (1971) ao esquema criado por Dunham (1962). Para os carbonatos clásticos com mais de 10% dos grãos maiores do que 2 mm, os termos "floatstone" e "rudstone" equivalem a packstone e grainstone, respectivamente. Para os carbonatos de origem biogênica, os termos "bafflestone", "bindstone", e "framestone" equivalem a subdivisões do termo "boundstone", introduzido por Dunham. 40
- Figura 20.** Diagrama extraído e modificado de Scholle (2003) com destaque para os três aspectos que influenciam no agrupamento das rochas carbonáticas: deposicional (ou físico), biológico, e diagenéticos... 41
- Figura 21.** Modificado de Sholle (2003) mostrando a representação de Choquette e Pray (1971) idealizada dos tipos de porosidade de acordo com a seletividade na petrotrama da rocha. A seletividade da petrotrama significa que a porosidade é controlada pelos grãos e elementos primários, e a porosidade não ultrapassa esses limites. Por outro lado, a não seletividade significa que a porosidade potencialmente "corta" e ultrapassa elementos primários e a trama deposicional. 48
- Figura 22.** Seção geológica confeccionada a partir do mapa geológico de Slager (1957) 50
- Figura 23.** Imagem adquirida com drone da Escarpa Zesch com destaque para a unidade microbial pertencente ao Mb. Point Peak e sobreposta pelo Mb. San Saba. O retângulo vermelho da imagem inferior destaca o bioherma Mitch que posteriormente será descrito com mais detalhe. 52
- Figura 24.** Bioherma Mitch em imagem dupla destacando a interpretação a partir de dados adquiridos nos afloramentos estudados. 53
- Figura 25.** Afloramento do Córrego Mill onde os matacões se desprenderam da face da escarpa e rolaram se depositando 90° da posição original. Em a) Imagem panorâmica feita com drone destacando a unidade microbial cronocorrelata àquela da face das escarpas Zesch e Shepard. Nota-se ainda os três matacões (biohermas) rolados. Em b) visão lateral do matacão rolado onde se identificam as três fases de crescimento das bioconstruções. Em c) zoom no conglomerado intraclástico da base do bioherma interpretada como lag transgressivo, e d) é a mesma camada observada perpendicularmente a sua base. Em e) tem-se a base conglomerática com os ripup clasts muito visíveis observados de baixo para cima, na escarpa de onde o bioherma despençou. 56

- Figura 26.** Biohermas embriônicas (que começaram a fase de colonização sobre camadas de intraclastos, mas não evoluíram para as fases 2 e 3 para gerar um bioherma de grande porte) na margem do Rio James cujos pequenos testemunhos reforçam a presença de uma base conglomerática como substrato para desenvolvimento microbial. A imagem foi tirada de cima do bioherma gêmeo. A distância entre os furos B e C é de pouco mais de 1 metro. 57
- Figura 27.** Imagem panorâmica do pavimento do Rio James onde estão destacados os afloramentos de relevância para este trabalho. Repare nas formas circulares e ovaladas das bioconstruções no pavimento. Como escala, pense que uma caminhonete de grande porte se encaixa com folgas dentro do retângulo vermelho que individualiza o corte H2. 58
- Figura 28.** Cortes H1, H2 e H3 destacando a morfologia da Fase 1 (de colonização) onde o interior estromatolítico e oxidado (alaranjado) é capeado pela crosta trombolítica de menor porosidade e organização. 58
- Figura 29.** Visão do corte H1 (direita) e de mais outros dois biohermas bissectados mostrando a diferença de cor dada pela oxidação do material mais dolomitizado do interior da fase 1 em contraste com as porções conzas da crosta trombolítica ao redor. A linha tracejada amarela destaca o contato entre os dois materiais de composição distinta. 59
- Figura 30.** Testemunhos da crosta trombolítica e do interior da fase 1, respectivamente. No testemunho com textura trombolítica as setas amarelas apontam para aglomerados de cor escura que seriam calcimicrobios Girvanela e Renalcis, fundamentais para o crescimento trombolítico (Spince, 1997). O segundo testemunho destaca a laminação característica dos estromatólitos, o que confere maior porosidade ao material. 60
- Figura 31.** Corte Andrea (superior) e Rose na margem do Rio James (Fig. 26), com destaque para as fases 2 e 3 que afloram concomitantemente junto aos seus respectivos materiais cronocorrelatos entre os biohermas. Os cortes têm continuidade horizontal e são ligados entre si, onde a imagem superior é a porção sul, e a inferior, norte do afloramento completo. As legendas explicativas podem ser extrapoladas para a imagem inferior de acordo com as cores, que são equivalentes em ambas as fotos. Como escala, o professor André Droxler na primeira imagem, e o autor na segunda. 61
- Figura 32.** Testemunho perfurado no contato entre a fase 2 e o grainstone cronocorrelato. A figura destaca a resposta morfológica diante de episódicos momentos de progradação microbial. Essa relação de interpenetração pode ser vista em outros afloramentos, porém o motivo de tal fenômeno não está no escopo deste trabalho. 64
- Figura 33.** Parte do testemunho perfurado na fase 3 de “capeamento” com textura trombolítica e laminação estromatolítica incipiente. São destacados microorganismos atuantes no crescimento microbiano já mencionados como sendo os calcimicrobios Girvanela e Renalcis. 64
- Figura 34.** Afloramento ao norte do corte Andrea onde é possível observar a continuidade do pacote de calcisiltitos sobre a fase 3, fim do crescimento do bioherma. Ao invés da terminação em onlap sobre a fase 3, ocorre o completo soterramento da bioconstrução. A análise sugere que o onlap observado em alguns afloramentos, principalmente na face das escarpas Zesch e Shepard são erroneamente interpretados. A feição é causada pela compactação diferencial como resposta às diferentes competências dos materiais. Enquanto o pacote de calcisiltitos entre os biohermas sofre menos com os efeitos da compactação, a porção sobre os biohermas é completamente espremida devido a maior competência da crosta trombolítica sotoposta. A altura da foto corresponde a cerca de 2 metros. 62
- Figura 35.** Pavimento do Rio James apresentando o padrão de fractais que pode ser acompanhado no esquema acima como uma evolução de escala menor para uma escala maior, mostrando a bioconstruções em corte circular e geometria fractal. O esquema final ilustra as ordens das bioconstruções em termo de escala. Isso mostra que as bioconstruções de Mason têm o mesmo padrão independentemente da escala abordada. 66
- Figura 36.** Figura interpretativa da organização dos biohermas gêmeos. As duas retas de cor preta nos flancos do bioherma principal mostram os traços aproximados dos perfis Norte e Sul. A linha azul mostra a localização do que seria a crista da megaripple. Na parte central superior, linhas pretas tracejadas mostram a crista de pequenas *ripples* assimétricas no que seria equivalente a face barlavento dessa megaripple. As linhas tracejadas vermelha e branca separam aproximadamente o que seriam as fácies proximal, intermediária e distal dos estratos entre as fases de crescimento dos biohermas. A figura do lado direito

- mostra de forma simplista e esquemática como essa megaripple está inserida no contexto das bioconstruções. 68
- Figura 37.** Flancos sul (esquerda) e norte interpretados em afloramento. 68
- Figura 38.** Perfis dos flancos sul e norte do corte dos biohermas gêmeos na margem oeste do Rio James. As três fases de crescimento dos biohermas estão associadas as litologias correlatas. 69
- Figura 39.** Características da cobertura em afloramento. Em a) caimento radial divergente das camadas da cobertura moldada pela compactação diferencial. Em b) mesma feição mostrando o contato entre a cobertura e a fase 1 na margem leste do rio James. Em c) espessura das camadas da cobertura. Em d) zoom referente ao polígono vermelho da figura c mostrado o aspecto textural desses calcarenitos. 70
- Figura 40.** Testemunhos interpretados. 71
- Figura 41.** Imagem da Fácies Calcário Estromatolítico retirada do testemunho #45. É possível observar a laminação intercalada entre material escuro (matéria orgânica oriunda da decomposição de cianobactérias) e claro (carbonato de cálcio precipitado) na coluna de estromatólito na parte esquerda da figura. Ainda nesta porção, ocorrem microestilólitos que acompanham a forma cônica das lâminas estromatolíticas. A linha vermelha no centro e no canto inferior direito materializam o contato entre as colunas de estromatólitos e os sedimentos intercolunares caracterizados por calcarenito clástico bioturbado, constituídos de bioclastos, intraclastos e alguns grãos revestidos. Os pequenos “buracos” espalhados caracterizam-se por porosidade gerada após a dissolução diagenética. A altura da foto corresponde a 4,5 centímetros. 73
- Figura 42.** Imagem da fácies Calcário Estromatolítico no testemunho #47. O material com tonalidade acastanhada nas extremidades direita e esquerda da foto constituem o material estromatolítico in situ com laminação incipiente. O material no centro da foto caracteriza a sedimentação intercolunar. Observa-se a ocorrência de finas camadas de calcilutitos com texturas que, embora não deposicionais, variam de mudstone a wackestones. As setas vermelhas indicam grãos aloquímicos revestidos (provavelmente oóides). As setas azuis indicam a interpenetração e relação desse material mais fino com as bioconstruções estromatolíticas. Já as setas amarelas, indicam sinais de oxidação tardia, marcando eventos meteóricos após o soerguimento na fase telogenética. A altura da foto corresponde a 5,5 centímetros. 74
- Figura 43.** Fácies calcarenito intraclástico (Cai) nos testemunhos #46 (inferior) e #48. As letras em preto representam: (i) intraclastos; (T) fragmentos de trilobitas; (b) bioclastos; (c) cimento calcítico, e (D) dolomitização. Destaca-se também o caráter erosivo da fácies Cai sobre a fácies ClCap. Os intraclastos micríticos e peloidais da fácies Cai (ripup clasts) provavelmente derivam das fácies de granulometria menor dos estratos subjacentes após eventos que geram fluxos de mais alta energia. 76
- Figura 44.** Fácies Cai. **A)** Textura clasto suportada com lama (packstone). Fragmento de trilobita na porção central. Pelóides na porção inferior. Porosidade móldica a partir da dissolução de um bioclasto na porção mediana esquerda da figura. 2,5x //P; **B)** Compactação química e física sobre um bioclasto preenchido por micrita no centro da imagem. Dolomitização com textura planar-e e cristais euédricos a subédricos na porção superior. 5x //P; **C)** Intraclasto micrítico com cristais de quartzo e fósseis que incluem principalmente fragmentos de conchas. Gastrópode completamente micritizado na porção inferior direita. Ao redor do intraclasto, ocorre microesparita como cimento calcítico. 5x XP; **D)** Heterogeneidade composicional da rocha. Intraclasto micrítico no centro, bioclastos e pelóides na porção inferior. 2,5x XP; **E)** Dolomitização preferencial associada aos fluídos diagenéticos. Porosidade fratura e intracristal a partir da dissolução de dolomitas. 2,5x //P; **F)** Glauconitização associada aos cristais de dolomita parcialmente dissolvidos. 10x //P; **G)** Silicificação por substituição com geração de calcedônia no centro da figura. 5x XP; **H)** Franja isópaca (seta) ao redor de um grande intraclasto micrítico com dimensões maior que a imagem. Cimento de calcita espática com cristais iguais (equant) e microesparita na porção inferior da figura. 5x XP. 77
- Figura 45.** Imagem da fácies Cas (Calcarenito Sinuella), no testemunho #50, destacando os gastrópodes do gênero mencionado nas setas de cor vermelha; a seta roxa destaca uma espícula triaxial de esponja; as setas azuis identificam a estrutura shelter, onde a carapaça de trilobitas abriga uma concentração de pelóides; e as setas de cor amarela destacam a dolomitização seletiva em elementos do arcabouço. É possível observar nesta imagem também a grande quantidade de elementos glauconitizados, o que confere uma tonalidade esverdeada. A altura da imagem corresponde a 4 cm no testemunho. 80

- Figura 46.** Imagem da esquerda: Gastrópode do gênero *Sinuella* em estereomicroscópio onde são destacados, com as setas, de cima para baixo: cristais romboédricos de dolomita preenchendo um poro gerado por dissolução, um cristal de glauconita, e uma parte de um intraclastos peloidal (à direita). O eixo maior do gastrópode possui 6 mm; Imagem da direita: estrutura shelter formada pela carapaça de uma trilobita protegendo uma acumulação de pelóides micríticos. Altura da imagem corresponde a 1,5 cm. 81
- Figura 47.** Fácies Cas. **A)** Dolomitização seletiva associada a glauconitização em grãos micríticos. No centro da imagem, um gastrópode com pouco mais de 500 micrômetros preenchido por material micrítico com fragmentos de trilobitas. 5x //P. **B)** Gastrópode como possível estrutura geopetal marcada por dolomitização seletiva. Textura clasto suportada com lama carbonática e pelóides nas porções inferior e esquerda da imagem. Na porção superior direita, cimento calcítico em forma de lâmina (bladed shape). 5x //P; **C)** Intenso processo de glauconitização de clastos micríticos na parte inferior da imagem. Fragmentos de trilobita espalhados pela imagem e dolomitização seletiva associada a glauconitização em clastos micríticos. 5x //P; **D)** Sequência esquemática destacando o processo de cimentação e dolomitização durante a formação da estrutura geopetal materializada pelo gastrópode em destaque. 81
- Figura 48.** Fácies Cab. **A)** Grande proporção de dolomita em relação à calcita, a dolomitização é não seletiva 1x //P; **B)** Intraclasto com granulometria dos fósseis bem discrepante em relação ao arcabouço; 2,5x //P; **C)** Cimento equant no centro e com relevo mais alto, microesparita na porção direita superior e dedolomitização (seta). 10x //P; **D)** Franja isópaca ao redor do bioclasto preenchido por micrita. Dolomitas como cimento secundário. 5x //P. 84
- Figura 49.** Fácies Cab (Calcarenito bioclástico) com destaque para a organização espacial dos bioclastos, principalmente, fragmentos de trilobitas (T). São frequentes os intraclastos (i) e o reconhecimento de cristais de dolomita (D), que substitui o cimento calcítico. A altura da imagem corresponde a 4 cm. 84
- Figura 50.** Fácies Calcirrudito intraclástico (Cri) entre a fácies Cab. É destacada a estrutura sedimentar denominada flute cast, onde o fluxo turbulento reverso erode a superfície do substrato, que é o topo da fácies Cri. Os intraclastos (i) peloidais alcançam tamanho cascalho e os bioclastos são muito fragmentados. A cimentação calcítica (c) representa grande parte da rocha junto com a dolomitização. 85
- Figura 51.** Fácies CcCap com destaque para o nível com gradação normal. Observa-se também os fragmentos de trilobita (seta vermelha) ao longo de toda a imagem e sinais de frentes de dolomitização truncando as superfícies deposicionais. 87
- Figura 52.** Nuia Sibirica. A imagem da esquerda mostra diferentes cortes quase ortogonais ao eixo alongado do organismo. Já a segunda imagem corresponde a um corte subparalelo ao eixo alongado. 88
- Figura 53.** Fácies Calcirrudito bioclástico glauconítico (Crbg) nos testemunhos #49 (imagem superior) e #97. Nas duas imagens, a escala vermelha no canto esquerdo inferior tem 2 mm. No testemunho #97, pode-se observar a frente de dolomitização (D) na base da imagem. 90
- Figura 54.** Fácies Crbg. **A)** Duas formas distintas de ocorrência de glauconita: a primária (centro direita) tem textura de abrasão e é geralmente granular arredondada, a secundária forma-se por substituição de grãos micríticos (esquerda). Dolomitização seletiva e franja isópaca ao redor do grão arredondado. Calcita em blocos ocorre entre os grãos. 10x //P; **B)** Dolomitização seletiva, glauconitização e dedolomitização no grão arredondado do centro da imagem. 10x //P. **C)** e **D)** constituem a mesma imagem, porém com polarizadores em posições distintas. Grande quantidade de quartzo detrítico (setas) e microestilólito na porção superior. Glauconitas primárias de cor verde. 10x; **E)** Intraclasto com fósseis de granulometria menor do que o arcabouço. Fragmentos de trilobitas na porção superior e texturade packstone muita clara. 5x XP; **F)** Intraclastos de grandes dimensões fraturados e micritizados. 1,5x XP. 91
- Figura 55.** Diagrama esquemático da arquitetura da fácies CcE (Calcário Espicular) com relação às fácies subjacentes. O testemunho #49 foi obtido a partir da perfuração sobre esse bioacumulado de esponjas. 92
- Figura 56.** Fácies CcE (Calcário espicular) no topo do testemunho #49. A imagem do topo mostra a fácies Cce sobre a fácies Crbg, separadas pela linha amarela tracejada. Os destaques em vermelho mostram espículas individuais. A imagem inferior a esquerda foi tirada com ajuda de um estereomicroscópio e mostra duas espículas pentaxiais, e uma outra cuja identificação é prejudicada pela profundidade. 94
- Figura 57.** Fácies Cap (Calcarenito peloidal) com destaque para a interpretação dos grumos peloidais na imagem inferior. 95

Figura 58.	Perfil litológico elaborado a partir dos testemunhos da Cobertura.	96
Figura 59.	Tabela de fácies gerada a partir dos testemunhos do Mb. San Saba, Fm. Wilberns.	97
Figura 60.	Modelo esquemático de evolução das bioconstruções e da Cobertura.	102

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Localização e principais vias de acesso	3
1.3. Breve histórico do distrito de Mason – TX	5
1.4. Histórico do conhecimento Geológico da Região	6
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
2.1. Paleogeografia: a origem das rochas carbonáticas do cambriano superior	11
2.2. Arcabouço Estratigráfico	13
3. FISIOGRAFIA E GEOGRAFIA	17
3.1. Clima	17
3.2. Vegetação	17
3.3. Características físicas	18
3.4. Sistema de Drenagem	18
4. MATERIAIS E MÉTODOS	20
4.1. Etapa pré-campo	20
4.2. Etapa de campo	20
4.2.1. Amostragem	22
4.2.2. Fotogrametria	25
4.3. Etapa de laboratório	25
4.4. Etapa de escritório	26
5. CARBONATOS: CONCEITOS BÁSICOS	27
5.1. Fábrica Carbonática: Ambientes Marinhos	27
5.2. Microbialitos.....	30
5.3. PETROLOGIA	31
5.3.1. PRINCIPAIS CONSTITUINTES	31
5.3.1.1. ARCABOUÇO (GRÃOS ALOQUÍMICOS)	31
5.3.1.1.1. Bioclastos	32
5.3.1.1.2. Clastos	32
5.3.1.1.3. Grãos Alterados	33
5.3.1.1.4. GRÃOS REVESTIDOS (<i>Coated Grains</i>)	34

5.3.1.1.4.1.	Oncóides	34
5.3.1.1.4.2.	Oóides	34
5.3.1.1.4.3.	Pisóides	35
5.3.1.1.4.4.	Cortóides	35
5.3.1.1.5.	Agregados de Grãos	35
5.3.1.2.	Matriz Carbonática	36
5.3.1.3.	Cimento	36
5.3.2.	CLASSIFICAÇÃO	37
5.3.2.1.	Grabau (1904)	37
5.3.2.2.	Folk (1962)	38
5.3.2.3.	Dunham (1962)	39
5.3.2.4.	Embry & Klován (1971)	40
5.3.2.5.	Wright (1992)	40
5.3.3.	DIAGÊNESE	41
5.3.3.1.	Cimentação	43
5.3.3.2.	Compactação	45
5.3.3.3.	Dissolução	45
5.3.3.4.	Neomorfismo	46
5.3.3.5.	Substituição	46
5.3.4.	Porosidade	47
6.	RESULTADOS	50
6.1.	O MB. POINT PEAK E A MORFOLOGIA DAS BIOCONSTRUÇÕES	51
6.1.1.	O padrão fractal da fase 1 dos recifes de Mason	65
6.1.2.	Biohermas Gêmeos	67
6.2.	O MB. SAN SABA (A COBERTURA)	70
6.2.1.	CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA: TESTEMUNHOS	72
6.2.1.1.	Fácies calcário estromatolítico (Ce)	72
6.2.1.2.	Fácies calcarenito intraclástico (Cai)	75
6.2.1.3.	Fácies calcarenito <i>Sinuella</i> (Cas)	78
6.2.1.4.	Fácies calcarenito bioclástico (Cab)	82
6.2.1.5.	Fácies calcirudito intraclástico (Cri)	83
6.2.1.6.	Fácies calcilito/calcarenito peloidal (CICap)	86
6.2.1.6.1.	<i>Nuia sibirica</i>	87

6.2.1.7.	Fácies calcirudito bioclástico glauconítico (Crbg)	88
6.2.1.8.	Fácies calcário espicular (CcE)	90
6.2.1.9.	Fácies calcarenito peloidal (Cap)	93
6.2.2.	Compilação dos dados da Cobertura	95
6.2.3.	Aspectos diagenéticos da Cobertura	98
6.3.	A evolução e o declínio das bioconstruções: Interpretação final	99
7.	CONCLUSÕES	103
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, pesquisas voltadas para o melhor entendimento de rochas carbonáticas de origem microbiana tem ganhado maior interesse, não só por parte da indústria de energia, mas também pela comunidade científica, que avança rapidamente para níveis maiores de compreensão sobre tais. Tal fato, se deve à importantes descobertas de hidrocarbonetos nas bacias de Campos, Santos e Espírito Santo, na costa brasileira (Pré-Sal), e também à busca incessante por evidências de vida extraterrestre realizadas pela Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço (NASA), especialmente em Marte.

Durante o Cambriano Superior, há cerca de 490 milhões de anos, basicamente quatro grandes massas continentais compunham a paleogeografia da Terra: Laurência, Báltica, Sibéria e Gondwana. A região central do Estado do Texas, nos Estados Unidos da América, localizava-se na margem sudoeste do supercontinente Laurência e, assim como a maior parte do cráton Norte Americano, esta região abrangia uma monótona plataforma de águas rasas, a Grande Plataforma Carbonática Americana (*The Great American Carbonate Bank*) (Fritz et al., 2012) dominada, essencialmente, por sedimentação carbonática.

Nesse contexto, os membros Point Peak e San Saba, da Formação Wilberns – Cambriano superior – apresentam sucessões carbonáticas que afloram em três dimensões no município de Mason, Texas central – EUA, dentre as quais, complexos de microbialitos e os estratos que os sobrepõem ao longo do rio James, em localidades privadas (ranchos Zesch e Eagle Ridge) que só recentemente se tornaram acessíveis e, por conseguinte, passíveis de estudo.

A Cobertura (termo de campo cunhado como “*the Cover layers*”), referida como o conjunto de camadas imediatamente sobrepostas aos microbialitos do Membro Point Peak, e também como os estratos que materializam a base do Membro San Saba, representa, estratigraficamente, o primeiro registro geológico após a ocorrência das bioconstruções do membro inferior. Esses estratos são caracterizados, por um conjunto de rochas carbonáticas clásticas, que podem guardar evidências das razões pelas quais a biota responsável pela formação dos microbialitos entrou em declínio. Esse declínio é evidenciado principalmente pela completa ausência de microbialitos na Cobertura.

Sendo assim, o foco deste trabalho é tentar entender as razões pelas quais os microbialitos da porção superior do Membro Point Peak pararam de se formar, a partir da caracterização da evolução dessas bioconstruções e da Cobertura (*the Cover*). Para tal, foram feitas descrições faciológicas detalhadas baseadas em testemunhos orientados, lâminas delgadas e descrições de campo, visando uma interpretação consistente.

1.1 Objetivos

O presente trabalho pretende contribuir, de uma maneira geral, para o entendimento da evolução sedimentar do complexo de bioconstruções carbonáticas da Formação Wilberns no distrito de Mason, Texas, com enfoque em exposições do topo do Membro Point Peak e da base da unidade imediatamente sobreposta, o Membro San Saba.

Procurou-se identificar quais processos sedimentares, e sob quais condições deposicionais foram formados o complexo de bioconstruções e de sua cobertura.

Para tal, lançou-se mão dos seguintes objetivos específicos:

- 1) Interpretar geometria de estratos em macroescala (na face de escarpas), suas relações geométricas e estratigráficas, bem como padrões de crescimento de bioconstruções;
- 2) Caracterizar faciológicamente e petrograficamente os litotipos que registram os primeiros 2 metros do Membro San Saba (a Cobertura), procurando identificar aspectos diagenéticos com a consequente construção de uma tabela de fácies;
- 3) Elaborar um modelo evolutivo para os Membros Point Peak e San Saba, comparando com a bibliografia e as evidências obtidas em campo;

1.2 Localização e Principais Vias de Acesso

Situado nos Estados Unidos da América, na parte central do Estado do Texas, com área de aproximadamente 2400 km², e entre os paralelos 30° 57' e 30° 30' N e os meridianos 99° 33' e 98° 57' W, o município de Mason é um dos mais provincianos dentre os núcleos citadinos americanos, distante cerca de 320 km da cidade de Dallas, 410 km de Houston, e há apenas 152 km da capital texana, Austin (Fig. 1). O distrito de Mason, que fica no centro do município homônimo, localiza-se na junção da Interestadual *highway* 87 e Estadual *highway* 29, que são as duas principais vias de acesso ao distrito, partindo de Houston, ou seja, de sudoeste para nordeste. O principal acesso a oeste é feito pela Interestadual *highway* 377 (Fig. 2a).

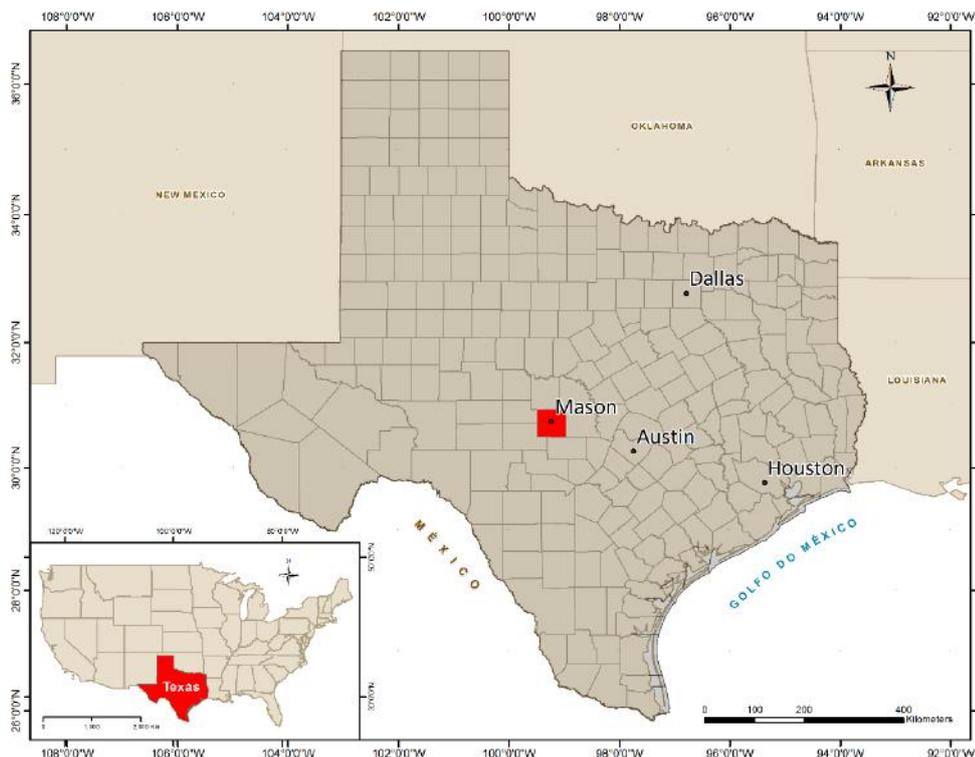


Figura 1 – Situação geográfica da cidade (ou distrito) de Mason, em relação às cidades de Houston, Dallas e a capital texana, Austin. Destaque para a sua posição central em relação aos limites do estado do Texas e ao município homônimo (quadrado vermelho). O quadro de localização no canto inferior esquerdo destaca a posição do estado do Texas em relação aos Estados Unidos da América.

Os afloramentos analisados da área de estudo (Fig. 2b) localizam-se cerca de 15 km ao sul do centro do distrito de Mason, na margem dos rios James e Llano, e o córrego Mill, mais especificamente dentro de propriedades particulares (ranchos *Eagle Ridge* e *Zesch*). Desta

forma, para acessá-los foram utilizadas as vias locais “Mason St. 1871” para sul, *Eagle Ridge Rd.*, e *Camp Holland Rd.*, além de rotas alternativas que cruzam os dois rios (Fig. 2a).

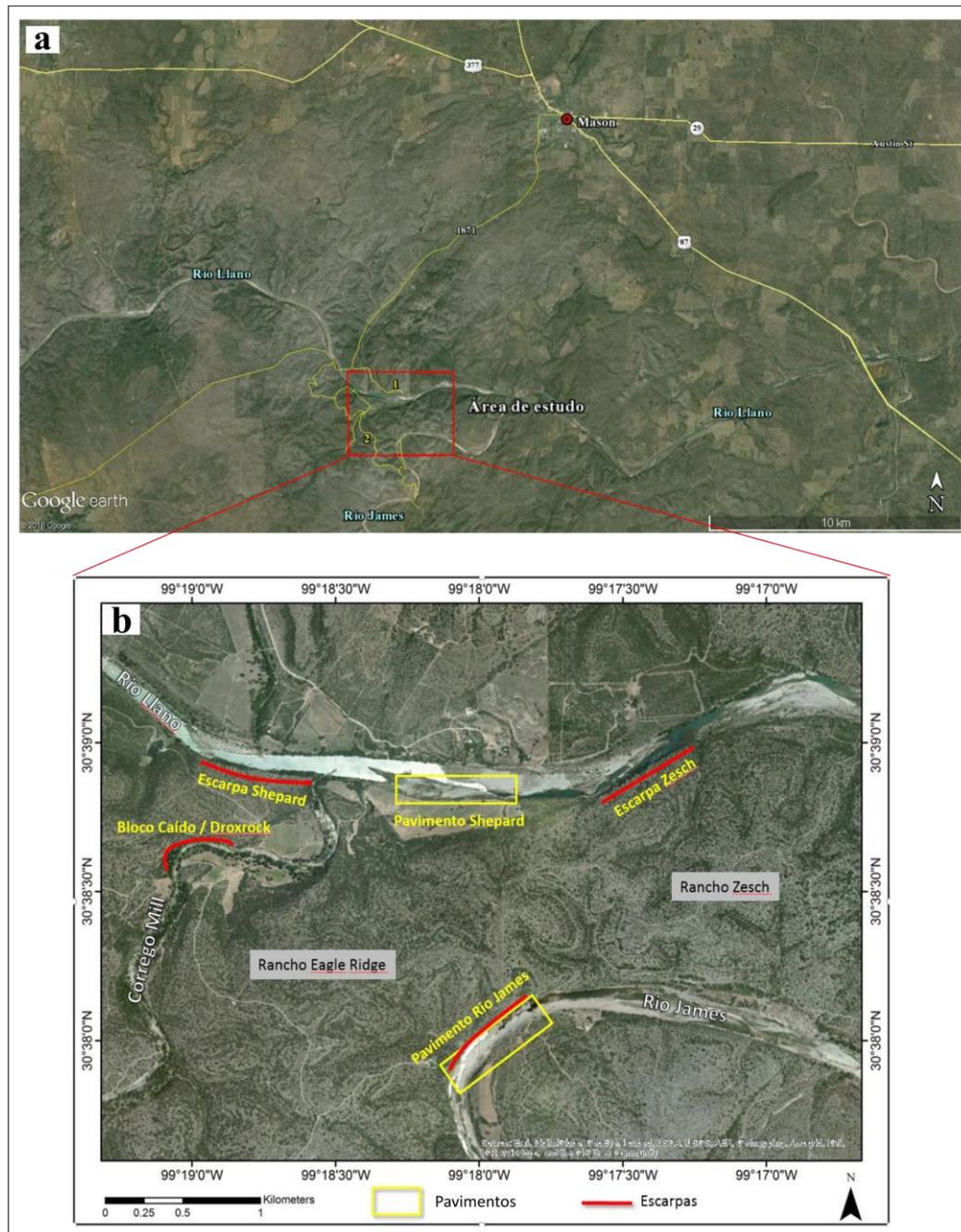


Figura 2 – Em **a**) localização da área de estudo (retângulo vermelho) em relação ao distrito de Mason e as principais rodovias de acesso, as Interestaduais 87 e 377, a Estadual 29, e a via local Mason St. 1871. Os números em amarelo no interior da área de estudo referem-se aos acessos subordinados *Camp Holland Rd.* (1) e *Eagle Ridge Rd.* (2). Imagem obtida a partir do Google Earth no dia 16/04/2016. Em **b**) destacam-se os afloramentos estudados, separados em “Pavimentos” e “Escarpas”, dos ranchos *Zesch* e *Eagle Ridge*, os rios *James* e *Llano*, e o *Córrego Mill*.

Apesar de cinco afloramentos serem mencionados e utilizados para um completo entendimento desse trabalho (Escarpa Shepard, Pavimento Shepard, Escarpa Zesch, Bloco caído/Droxrock, e Pavimento rio James), apenas o “Pavimento Rio James” teve testemunhos que foram completamente descritos. Sendo assim, é a principal localidade de rochas aflorantes e, por conseguinte, o principal afloramento utilizado.

1.3 Breve histórico do distrito de Mason – TX

Pelo fato deste trabalho lidar com uma região que não está inserida no contexto cotidiano brasileiro, um breve histórico parece bastante pertinente para um completo envolvimento no tema.

Após a Revolução do Texas em 1835-1836, onde os índios (nativos) se rebelaram contra o governo mexicano, foi criada a República do Texas, um país independente que existiu até ser “voluntariamente” anexado aos Estados Unidos da América em 1845. Nesse contexto, em 1847 foi assinado o tratado Meusebach-Comanche – no território em que hoje é o distrito de Mason – que prometia paz entre as tribos Comanche Penateka e os alemães que chegaram aos EUA.

Os índios Lipan Apaches e Kiowa, que correspondiam a outras tribos da região, obviamente, não concordaram com o tratado que ameaçava seu território, e expulsaram os primeiros alemães. Sendo assim, em 1851, o Departamento de Guerra Norte Americano, impulsionado pela ideologia do Destino Manifesto e expansão para o Oeste, construiu o Forte Mason representando uma das frentes de sua linha de defesa contra os mexicanos e os índios nativos, que passaram a atacar com frequência, visto que, a região possuía relevantes córregos e rios, sendo um local estratégico e favorito para acampamento dos Apaches (Rhoades A.J., 2010). Assim, o Forte Mason se tornou um centro atrativo para os primeiros habitantes do local, que tinham água e proteção contra os ataques indígenas.

A partir de 1858, foram estabelecidos o primeiro centro comercial (voltado primeiramente para os soldados) e o primeiro núcleo de serviço postal da região. Desde então, o pequeno distrito de Mason cresceu baseado não só na cultura militar, mas também na agricultura e pecuária, ambas apoiadas em tradições europeias, principalmente a alemã.

Segundo relatos pessoais de membros da família Zesch (família tradicional da região, proprietária de um dos ranchos da área de estudo), após a Guerra Civil americana, o Forte

Mason foi abandonado pelas tropas, e os já estabelecidos moradores se apropriaram dos equipamentos (máquinas) do forte para uso social. As novas tecnologias deixadas fizeram com que, de alguma forma, a pecuária evoluísse tão discrepantemente em relação às outras cidades, que a carne fornecida por Mason se tornou referência no Oeste por ser mais barata e de altíssima qualidade. Assim, Mason se tornou um grande centro comercial de carne bovina, impulsionando toda uma economia ao seu redor.

Em outubro de 1918, dezoito meses após o Congresso Norte Americano declarar guerra na Alemanha, o distrito de Mason criou uma resolução para o abandono do uso da linguagem alemã em todo o município, visto que, a maior parte da população descendia de alemães que vieram principalmente de Friedericksburg, a leste de Mason (Rhoades A.J., 2010). Entretanto, ainda é possível encontrar resquícios da cultura europeia na arquitetura e tradições dos habitantes.

A partir de 1933, o distrito de Mason ficou conhecido como “*Gem of the Hill County*” devido a sua exclusividade na ocorrência de topázio, onde no mesmo ano foi encontrado o maior topázio do território norte americano com cerca de 1,36 kg (6800 quilates). Desde então, muitos turistas visitam a cidade e pagam altos valores (por hora) aos donos de ranchos para procurar gemas. E muitos as encontram.

Atualmente a cidade possui cerca de 4000 habitantes e uma relevante parte da população vive em ranchos cujo acesso é estritamente proibido (e perigoso pois os proprietários são autorizados por lei a abrir fogo contra qualquer invasor sem mesmo saber sua procedência e razão, e o fazem), a menos que se tenha algum vínculo de amizade com os donos, o que é algo raro. Todo esse espírito provinciano e rústico da cidade atrai mais de 10 mil turistas todos os anos e, a agricultura, a caça e a pecuária figuram o tripé da economia da cidade, que hoje é uma das capitais *cawboys* dos Estados Unidos.

1.4 Histórico do Conhecimento Geológico da Região.

De acordo com Sliger (1957), a primeira referência geológica à região foi publicada em 1846 por Ferdinand Roemer, onde, foram feitos estudos de reconhecimento de campo de *New Braunfels* até o Forte San Saba. Posteriormente, em 1848 e 1852, Roemer estabeleceu a idade Paleozoica dos estratos que sobrepõem o embasamento Pré-cambriano na região do

Soerguimento Llano (*Llano Uplift*), baseado na descrição de fósseis contidos nas sucessões carbonáticas.

Estudos que datam do final do século XIX, posteriormente, vieram para acrescentar informações valiosas à evolução do conhecimento da região. Shumer (1861) *apud* Sliger (1957) revisou o trabalho de Roemer e traçou analogias relacionadas à assembleia fossilífera da região central do estado do Texas com fósseis de Minnessota, Winscosin e Iowa, no norte dos Estados Unidos. Subsequentemente, Walcoit (1884), Hill (1888), e Tarr (1890) *apud* Sliger (1957) publicaram trabalhos significativos no que se refere à superfícies e unidades estratigráficas, períodos de tectonismo ativo, potencial metalogenético, e a geomorfologia da região.

Entretanto, foi apenas no início do século XX que maiores descrições relacionadas à estratigrafia da área foram desenvolvidas. O objeto de estudo deste trabalho, a Formação Wilberns, foi nomeada por Paige (1911) para a localidade de Wilberns Glen no município de Llano. O trabalho foi focado no potencial metalogenético da região. O mesmo autor, além de descrever, dividiu o registro geológico da área em três unidades: o arenito Hickory, a Formação Cap Mountain e Formação Wilberns. Paige (1912) descreveu mais detalhadamente as unidades previamente citadas.

Ainda de acordo com o trabalho de Sliger (1957), Sellards publicou em 1932 uma revisão sobre os sistemas pré-cambriano, Cambriano, Ordoviciano, Mississipiano e Pennsylvaniano na região de Llano, bem como uma breve discussão sobre a paleogeografia da área. Em 1934, o mesmo autor descreveu algumas feições estruturais do Soerguimento Llano, destacando o *trend* NE-SW das falhas mais expressivas da região.

Em 1945, Cloud, Barnes e Bridge nomearam a Fm. Riley como sendo todo o registro de idade cambriana que antecede a Fm. Wilberns e sobrepõe o embasamento cristalino. No ano seguinte, em 1946, a unidade que sobrepõe estratigraficamente a Fm. Wilberns, o Grupo Ellenburger, definido em 1911 por Paige como calcário Ellemburger, foi minuciosamente redefinida pelos mesmos autores.

Bridge *et al.* (1947) é o trabalho que descreve com detalhe toda a estratigrafia do Cambriano superior da região do Soerguimento Llano e, como destaque, menciona o artigo publicado pelo próprio autor, três anos antes – em 1944 – no qual, a Formação Wilberns é, pela primeira vez, dividida em quatro membros, em ordem ascendente: 1- arenito Weldge, 2- calcário Morgan Creek, 3- folhelho Point Peak e o 4- calcário San Saba. Além disso, é

mencionada uma espessa sucessão de arenitos ricos em glauconita imediatamente sotopostos à Formação Wilberns.

Segundo Bridge *et al.* (1947), Comstock (1890) foi o primeiro autor a cunhar o termo San Saba para descrever o conjunto de rochas – ou pelo menos parte delas – relativo ao membro do topo da Fm. Wilberns. Drake & Bridge (1932) *apud* Bridge *et al.* (1947), chamam esse conjunto de rochas de *Post Wilberns*, excluindo o atual membro San Saba da Fm. Wilberns, e que posteriormente, seria incluído na mesma unidade.

Em 1957, Kenneth Sliger, mapeia a região ao sul do distrito de Mason e descreve a geologia estrutural da área, onde nomeia seis falhas normais principais com *trend* aproximadamente NE-SW, com caimento para sudeste. Ele reconhece que estas falhas combinadas com a erosão fluvial, foram os fatores fundamentais para a exposição de rochas cambrianas em diversos pontos da região.

O trabalho de Barnes & Bell (1977), é o que melhor agrupa o registro geológico em unidades estratigráficas, além de introduzir e descrever o Grupo Moore Hollow, que engloba as formações. Riley e Wilberns. Nomeado *The More Hollow Group of Central Texas* esse trabalho caracteriza com extrema qualidade de informações as unidades paleozoicas da região central do estado do Texas.

No fim da década de 1990, as bioconstruções de idade Cambriana da Fm. Wilberns foram abordadas em caráter petrográfico e biológico por Spince (1997). Nesse trabalho, o autor caracteriza e traça relações entre as principais comunidades de microorganismos formadores de recifes, os calcimicróbios *Girvanella*, *Tarthinia*, *Epiphyton* e *Renalcis*.

Finalmente, já no século atual, Khanna (2015) discute a geometria de estratos da porção superior da Fm. Wilberns (principalmente as bioconstruções) utilizando técnicas bem mais avançadas, fotogrametria (*drones*) e modelagem 3D. Nesse trabalho, são abordados os conceitos de fases de crescimento das bioconstruções e suas relações com os sedimentos depositados ao redor dos biohermas e bioestromas.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área que abrange o estado do Texas, faz parte do que hoje é a margem passiva do continente norte americano (ou cráton norte americano), e sua porção central, o coração do estado, onde se localiza o município de Mason, está inserida no contexto de um megaestrutura de caráter ígneo e metamórfico denominada Soerguimento Llano (*Llano Uplift*) (Fig. 3), que tem sua origem relacionada ao ciclo tectônico Grenviliano (e aglutinação de Rodínia), há cerca de 1,1 Ga, no qual foram acrescentados novos terrenos ao supercontinente Laurência (Ferring, 2007).

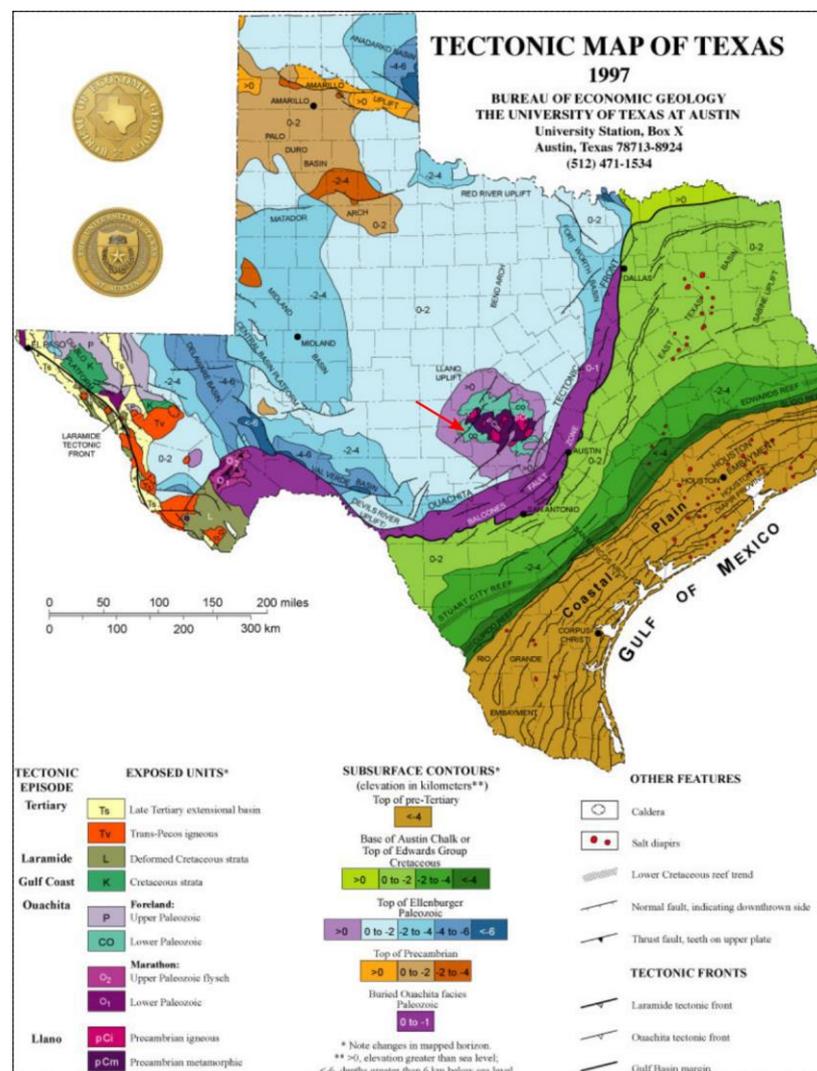


Figura 3 – Mapa tectônico do estado do Texas com destaque para a estrutura Pré cambriana do centro (pCm e pCi), o famoso Soerguimento Llano. A sequência sedimentar da Formação Wilberns está inserida na borda Sudoeste (CO – Lower Paleozoic, em verde claro), dessa janela estrutural, mostrado pela seta vermelha.

Essas rochas metamórficas e ígneas (granitos, gnaisses e xistos) neoproterozoicas do Soerguimento Llano, que estão profundamente soterradas sob o território texano, foram exumadas e expostas nessa janela estrutural que, em escala regional, forma uma depressão topográfica parcialmente coberta e envolvida por rochas sedimentares paleozoicas, e do Cretáceo (Fig. 4a). A sucessão sedimentar incluída na Formação Wilberns, pertence a borda sudoeste do registro geológico de idade paleozoica (Cambriano – Ordoviciano) que sobrepõe à margem do soerguimento Llano, configuração que fica evidente com a seção geológica esquemática da Fig. 4b, que abrange toda a estrutura regional.

O soerguimento Llano separa as bacias de Fort Worth, a norte/nordeste, e Val Verde a sudoeste. Alguns autores, entretanto, acrescentam a bacia de Kerr ao sul de Mason (Geesaman & Wilson, 2012). Essa bacia teria seu limite geográfico a cerca de 60 km da área de estudo, porém, não fica clara a inclusão da Formação Wilberns em seu arcabouço estratigráfico. Esses autores afirmam que “As unidades estratigráficas depositadas na grande plataforma carbonática americana, na bacia de Kerr e cercanias, incluem o Grupo Moore Hollow (Cambriano superior) e o Grupo Ellenburger (Ordoviciano Inferior).” Nesse assertiva, Geesaman & Wilson (2012) não deixam claro se o Grupo Moore Hollow, que contém a Formação Wilberns, pertence ou não ao arcabouço estratigráfico da bacia de Kerr.

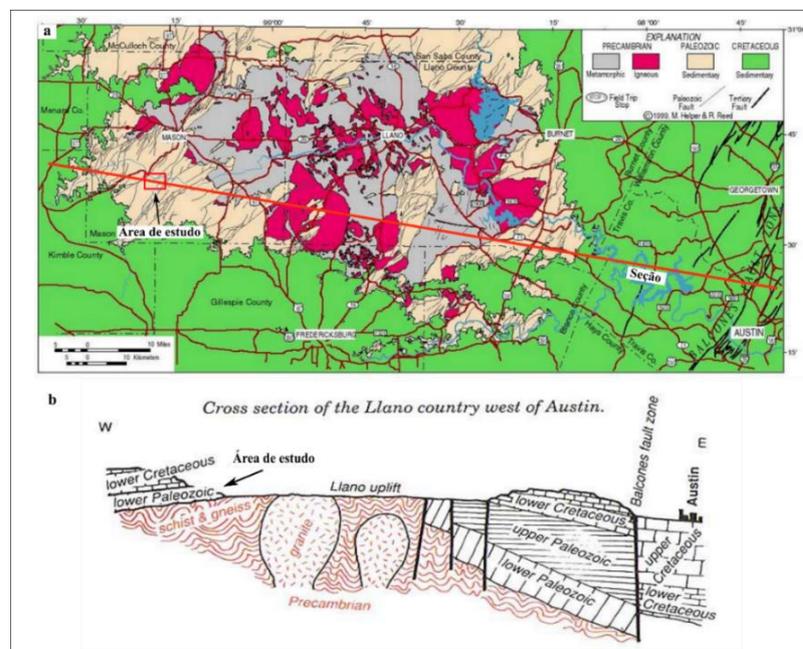


Figura 4 – a) Mapa geológico da região focando o soerguimento Llano e mostrando a localização da área de estudo e o traço de uma seção esquemática em relação a estrutura em questão. Em **b)** seção geológica esquemática com orientação leste-oeste, com destaque para as rochas do Paleozoico inferior (escopo deste trabalho). Modificado de Morelock *et al.* (2005).

2.1 Paleogeografia: A Origem das Rochas Carbonáticas do Cambriano Superior

A fragmentação do supercontinente Pannotia, no fim do Proterozoico, formou as principais massas de terra que compunham o globo no início da era Paleozoica (Golonka, 2007). Deste modo, durante o Cambriano superior, por volta de 490 milhões de anos, Gondwana, Báltica, Laurência e Sibéria eram os quatro grandes continentes que configuravam a paleogeografia global (Fig. 5), além de outros blocos continentais menores que, da mesma forma, vagavam regidos pela tectônica de placas.

O paleocontinente Laurência, que compunha partes do que hoje é a América do Norte – e conseqüentemente a porção central do estado do Texas – migrou do sul consideravelmente em direção setentrional, alcançando baixas latitudes e se posicionando próximo ao Equador, além de girar sua posição progressivamente no sentido anti-horário (Golonka, 2007). Reconstruções paleogeográficas globais do Cambriano superior, tais como a de Lochman-Balk (1970) e de Golonka *et al.* (2007) configuram Laurência com orientação leste-oeste com a costa sul do Texas voltada para oeste.

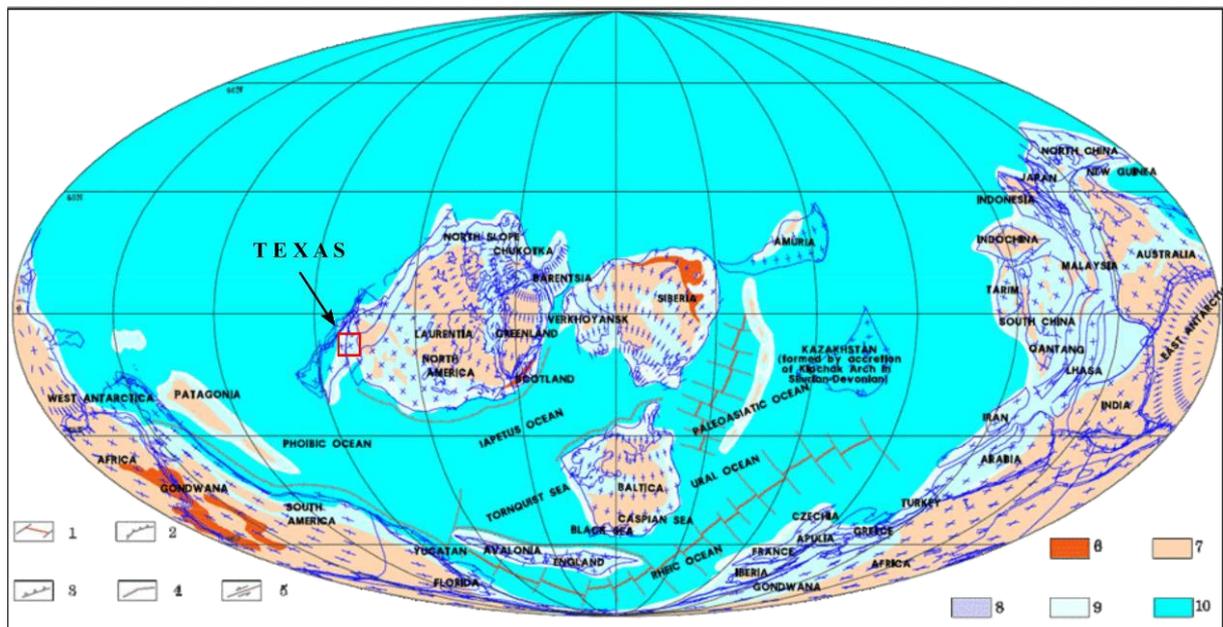


Figura 5 – Mapa de placas tectônicas referente ao Cambriano superior (aproximadamente 490 Ma) com destaque para o quadrado em vermelho mostrando a localização aproximada da porção central do estado do Texas. Modificado de Golonka (2007). Legenda: 1- Cadeias mesoceânicas (abertura de fundo oceânico); 2- Zonas de subducção; 3- Zonas de falhas de empurrão; 4- Falhas normais; 5- Falhas transformantes; 6- Grandes derrames basálticos formando altos topográficos; 7- Porções expostas dos crátors; 8-Talude; 9- Mar epicontinental; 10- Oceanos.

Como o Cambriano superior foi um período de relativa estabilidade tectônica, subsidência e transgressões fizeram com que mais de um terço do cráton Laurentiano fosse coberto por bacias sedimentares marinhas (Golonka, 2007), com distribuição de litofácies predominantemente carbonáticas, como pode ser observado na Figura 6. Essa sedimentação dos mares epicontinentais primitivos é comparável com as “fábricas carbonáticas” atuais, tal qual ocorre nas Bahamas.

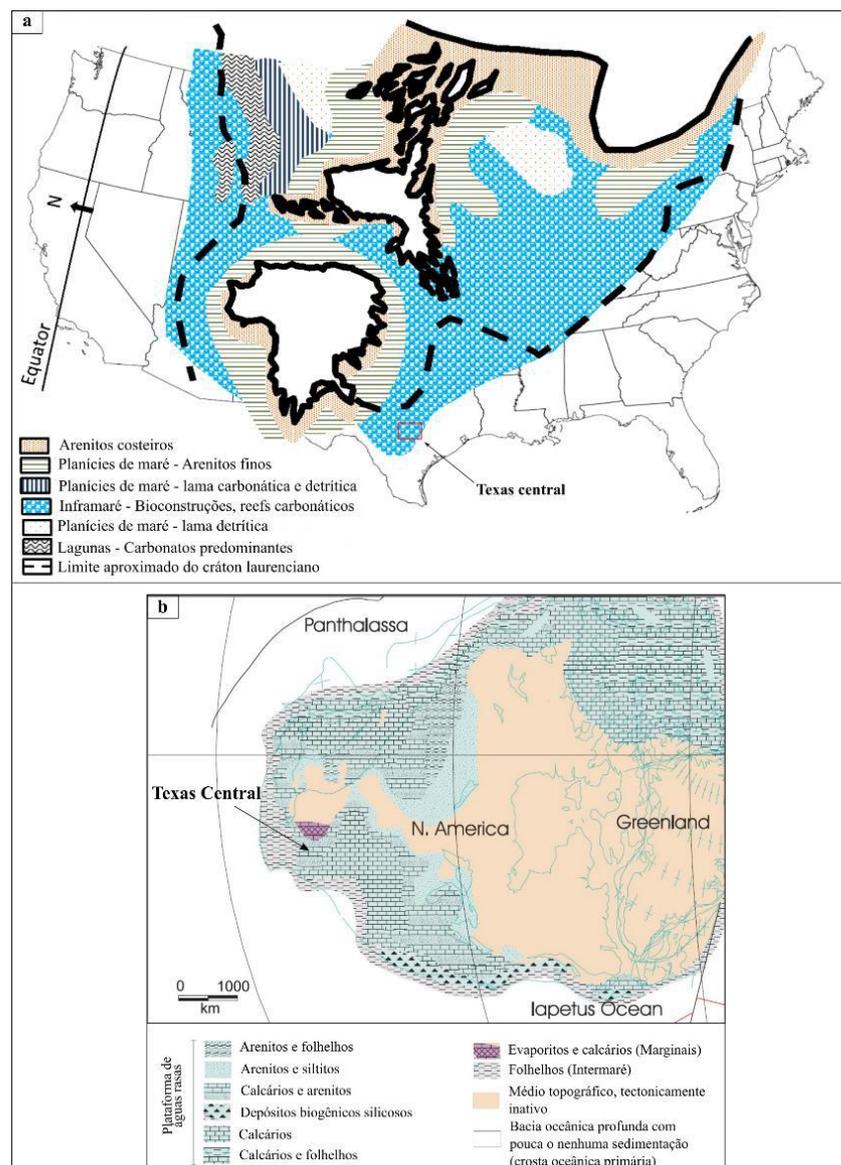


Figura 6 – Mapas paleogeográficos e litofaciológicos com destaque para a posição da região central do Texas há cerca de 490 Ma (Cambriano superior) ao sul do Equador. Em **a**) mapa adaptado de Lochman-Balk (1970) no qual se destaca a orientação da área, em que todo o continente se encontra “girado”, com a costa sul do Texas voltada para oeste. Em **b**) Mapa modificado de Golonka (2007) no qual se observa em maior detalhe a distribuição de fácies carbonáticas.

O limite Cambriano-Ordoviciano foi o período de máxima de dispersão dos continentes durante a era Paleozoica (Golonka, 2007), e a relativa estabilidade tectônica combinada com um clima quente resultou em um ambiente marinho raso prolífico, principalmente para a formação de rochas ortoquímicas e biogênicas carbonáticas no grande sistema conhecido como *The Great American Carbonate Bank* – A Grande Plataforma Carbonática Americana - (Fritz *et al.*, 2012). Esse termo se refere ao grande sistema de sedimentação carbonática e siliciclástica subordinada, que circundava o paleocontinente Laurência durante os períodos Cambriano e meados do Ordoviciano.

2.2 Arcabouço Estratigráfico

As rochas paleozoicas da região estudada sobrepõem o embasamento ígneo e metamórfico pré-cambriano do Soerguimento Llano, previamente descrito, caracterizando uma inconformidade de caráter regional (Spince, 1997). Há uma completa ausência de rochas do Cambriano médio e inferior e, as rochas sedimentares datam, portanto, do Cambriano superior e Ordoviciano Inferior, pertencendo às formações Riley e Wilberns, do Grupo Moore Hollow (Fig. 7).

A unidade inferior, a Fm. Riley, mostra evidências de uma sequência transgressiva-regressiva e é estratigraficamente composta pelos membros Arenito Hickory, Calcário Cap Mountain e, no topo, pelo Arenito Lion Mountain. (Harper, 2011). O Mb. Hickory é caracterizado por um arenito pobremente selecionado com *ripples* e brechas intraformacionais, sendo interpretado como depósito proximal marinho de águas rasas. O Mb. Cap Mountain é uma unidade variada de packstones, grainstones e siltitos, com dolomitização localizada, e interpretado como a resposta a uma elevação do nível relativo do mar. Por fim, o Mb. Lion Mountain é caracterizado por arenitos glauconíticos formados pelo retorno de um ambiente mais proximal com siliciclásticos no sistema gerados pela queda do nível relativo do mar, que gerou a discordância erosiva que marca o limite com a Fm. Wilberns sobreposta (Spince, 1997).

A Fm. Wilberns, unidade superior do Grupo Moore Hollow, divide-se em quatro membros:

- Arenito Weldge – Membro inferior da Fm. Wilberns sobrepõe-se disconformemente ao Mb. Lion Mountain da Fm. Riley, previamente descrita. Litologicamente constitui um arenito quartzoso no qual grãos carbonáticos e

glaucóníticos são encontrados apenas em pequenas quantidades, sendo normalmente afossilífero;

- Calcário Morgan Creek – Apresenta contato gradacional com o Mb. Welge, é marcado por grainstone bioclástico (trilobitas) frequentemente glauconitizados intercalados com packstones oolíticos, calcisiltitos e conglomerados intraclásticos indicativos de retrabalhamento por tempestades (Spince, 1997). Pode conter vestígios de recifes carbonáticos nas suas porções superiores;
- Point Peak – Unidade siltosa da Fm. Wilberns (Bridge et al., 1947). Tem espessura que varia de 10 a 65m. Litologicamente composto por calcissiltitos com alguma quantidade de quartzo e glauconita. A quantidade de carbonato varia de 30-70% e o silte se torna predominante. Pode conter conglomerados intraclásticos e grainstones com bioclastos e esponjas (Spince, 1997). Possui níveis com biohermas e bioestromas de médio a grande porte e o contato com o membro superior, San Saba, pode ser gradual ou brusco;
- San Saba – Unidade superior da Fm. Wilberns, composta predominantemente por packstones e grainstone bioclásticos, total ou parcialmente dolomitizados. Pode ter grande influência de sedimentação terrígena.

O Grupo Ellenburger, que sobrepõe a Fm. Wilberns é de idade Ordoviciano e tem pouca representatividade na localidade, sendo materializado por algumas poucas cristas de dolomitos e calcários muito cimentados. O contato com o Mb. San Saba é gradacional (Sliger, 1957) e praticamente imperceptível, adicionado ao fato de que, quase sempre os contatos encontram-se em alturas não alcançáveis com métodos convencionais nas fácies das escarpas.

Em áreas a oeste do Soerguimento Llano, o Grupo Ellenburger é responsável por armazenar grandes quantidades de óleo e gás em um sistema complexo de reservatórios intensamente afetados pela diagênese (Spince, 1997).

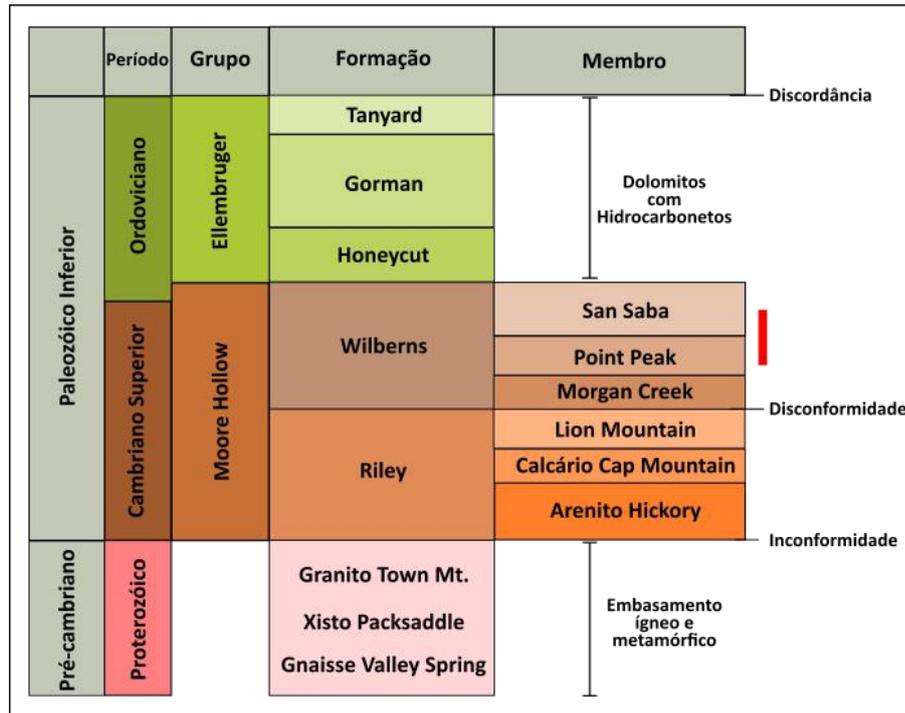


Figura 7 – Estratigrafia da região de Mason na porção sudoeste do Soerguimento Llano. Destaque para a barra vermelha que situa cronoestratigraficamente as unidades que estão no escopo deste estudo. Repare que este autor incorpora o Arenito Weldge (ocultado) no Mb. Morgan Creek. Modificado de Long (2010) *apud* Nielson & Barker (2016).

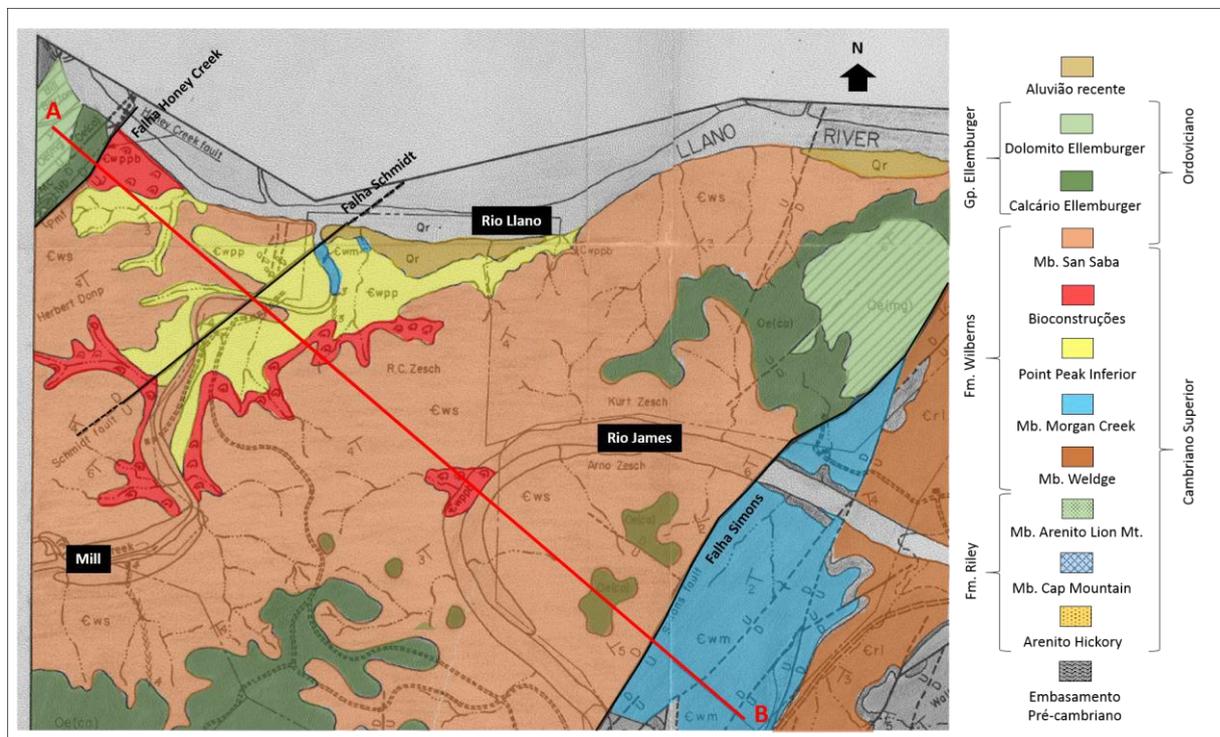


Figura 8 – Mapa geológico da região do rio James modificado de Sliger (1957)

Em seu estudo, Sliger (1957) confeccionou um mapa geológico que incorpora as unidades supracitadas da região do baixo curso do Rio James. O autor, entretanto, adota o nível em que ocorrem as bioconstruções como uma unidade individualizada separando-a do Membro Point Peak. Desta maneira, o mapa geológico retrata a estratigrafia da região com destaque para o nível estratigráfico composto por microbialitos. A comparação do mapa geológico da Fig. 8 com a Fig. 2b facilita a localização geográfica da área.

3 FISIOGRAFIA E GEOGRAFIA

3.1 Clima

Em termos climáticos, a área de estudo (Fig. 2), está localizada no cinturão semiárido da região do Texas Central. Normalmente a média anual de precipitação não ultrapassa 660 mm e ocorre como fortes chuvas esporádicas durante o verão no hemisfério norte, entre os meses de maio e julho (Harper, 2011). Segundo Dom Shepard (dono do rancho *Eagle Ridge*, oeste da área) durante os últimos anos, entretanto, condições mais secas vêm afetando a região, que vem sofrendo perda de vegetação e aumento representativo da erosão superficial.

As temperaturas podem variar de cerca de 40 °C durante o verão, até possíveis -10 °C durante o inverno. Já as médias anuais são mais altas, com cerca de 18,8 °C (Harper, 2011).

3.2 Vegetação

A área ao redor do distrito de Mason suporta a vegetação restrita característica de regiões com delgada lâmina de topo de solo pedregoso e clima semi-árido (no Brasil referido como perfil de solo Pedocal). Mesquite (Hatch *et al.*, 1990) (uma leguminosa com um tamanho próximo ao de uma goiabeira de médio porte), chaparral (*Scrub oak* que possui um tronco baixo, porém espesso) e pequenos cedros (*cedrus*) são comumente encontrados nas cristas dos morros. Carvalhos de pequeno porte, *sycamores* (que só existem no hemisfério norte) e noqueiras pecãs crescem ao longo dos rios James e Llano. Diversos tipos diferentes de arbustos também ocorrem. Entretanto, são os cactos (aparentemente do gênero *Opuntia*) os vegetais mais abundantes. De tão abundantes, é praticamente impossível cruzar as colinas por além das trilhas feitas pelos fazendeiros.

É interessante notar que, a distribuição da vegetação é controlada, até certo ponto, pela característica litológica do substrato. Nos calcários, os chaparraís, cedros e, principalmente os cactos são dominantes. Sobre os calcilutitos, ocorrem os arbustos mexicanos e as mesquites. Nos arenitos e calcarenitos, os carvalhos são aparentemente predominantes. E há sítios onde essa seletividade vegetal controlada pela litologia é tão marcante que, com o uso de fotos aéreas ou imagens de satélite, é possível traçar alguns contatos litológicos.

3.3 Características Físicas

Rochas pré-cambrianas não afloram na área de estudo (Fig. 8), sendo todos os afloramentos estudados de idade cambriana superior e possivelmente ordoviciano inferior.

A máxima elevação na região ocorre na escarpa Zesch (Fig. 2b), com cerca de 110 m de desnível. Geomorfologicamente, a área possui pequenos morros arredondados formados essencialmente pela dinâmica erosiva dos rios James e Llano e seus afluentes, como é o caso do córrego Mill. Os estratos com mergulho geral para SE apresentam-se falhados em três áreas: nordeste (Falha Honey Creek), centro norte (Falha Schmidt) associada ao córrego Mill, e sudeste (Falha Simons) (Sliger, 1957) (Fig. 8). Apesar das falhas, a região possui relações estratigráficas normais. A unidade estratigráfica mais antiga é o calcário do Membro Morgan Creek, que aflora no extremo norte do córrego Mill, antes de desaguar no rio Llano. Já a unidade mais nova é materializada pelos dolomitos do Grupo Ellenburger que recobrem o cume dos morros mais altos e está inteiramente presente ao norte da Falha Honey Creek e da Falha Simons.

A topografia e os padrões de afloramentos são aparentemente controlados por esse sistema de falhas normais. Em alguns lugares é possível observar morros mais ou menos alongados ao *strike* NE das falhas. Entretanto, a erosão fluvial parece ser tão intensa que é difícil reconhecer as escarpas das falhas e suas linhas. Os estratos mergulham não mais do que 15° para SE, embora, em alguns afloramentos, essa tendência mostra-se errática, visto a grande quantidade de pequenas falhas menores.

3.4 Sistema de Drenagem

A área de estudo é drenada principalmente pelo sistema do rio Llano, o maior do centro do Texas. O rio James, que é o maior tributário local, flui através da porção central e sudeste da área e aflui em direção ao rio Llano, na porção norte da área. O córrego Mill, mais a oeste, é o tributário remanescente de maior importância para a drenagem da área. Os três corpos d'água fluem para NE.

Tarr (1980) *apud* Sliger (1957) estudou os padrões de drenagem na região e concluiu que estes corpos d'água estabeleceram seus cursos em um conjunto de estratos mergulhando para leste e, desde então, cortam descendentemente através dos estratos mais antigos de idade

paleozoica e pré-cambriana. Além disso, é possível observar que, os rios Llano e James, e o córrego Mill cortam falhas e limites litológicos sem desvio aparente de seus cursos naturais.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

As seguintes etapas resumem a organização funcional do presente trabalho: (i) pré-campo, (ii) de campo, (iii) de laboratório e (iv) de escritório.

4.1 Etapa pré-campo

A etapa pré-campo constituiu-se de uma revisão bibliográfica geral da Formação Wilberns, no que tange seu contexto tectônico, sua organização litoestratigráfica, e distribuição na região, bem como a fisiografia da área. A bibliografia sobre essa unidade é relativamente rica quando o assunto é a bioestratigrafia, visto que, há grande quantidade de organismos bem preservados em seus depósitos. Entretanto, não foram encontrados estudos detalhados para sua porção superior, que é o objeto desse estudo, principalmente no que é relativo às bioconstruções do Membro Point Peak e a sucessão carbonática imediatamente sobreposta, o Membro San Saba.

Graças ao clima relativamente árido e consequente vegetação baixa (com grande quantidade de cactos do gênero *Opuntia* ou informalmente chamados de figo-do-diabo, ou *devil's fig*), a fotointerpretação se mostrou bastante útil nesta etapa do trabalho. Sendo assim, imagens do *Google Earth* foram impressas em escalas variadas e interpretadas.

Os dados fotointerpretados foram levados para campo visando melhoramentos e auxílio para a localização.

4.2 Etapa de campo

As universidades Rice (Houston - TX) e Trinity (San Antônio – TX), com o apoio e financiamento das empresas Shell, Conoco Phillips, Statoil e Chevron, vem realizando projetos de caracterização de reservatórios carbonáticos no Texas desde 2012, ano em que a primeira expedição para os ranchos *Eagle Ridge* e *Zesch* ocorreu, sob coordenação do Prof. Dr. André Willys Droxler. Como parte de um destes projetos, para execução deste trabalho, foram realizadas cinco expedições para Mason, nas quais duas destas objetivaram apenas a

coleta de amostras, visto a dificuldade de logística para tal, e outras três visaram o reconhecimento da área além de procedimentos de rotina de um geólogo no campo. As datas e objetivos de cada uma das expedições encontram-se resumidas e listadas a seguir:

- ✓ 01-04 abril, 2015 – Reconhecimento dos afloramentos e descrições;
- ✓ 22-25 junho, 2015 – Reconhecimento dos afloramentos e descrições;
- ✓ 08-13 julho, 2015 – Procedimentos de campo (descrições, perfis e fotografias);
- ✓ 17-21 julho, 2015 – Amostragem;
- ✓ 06-11 agosto, 2015 – Amostragem.

Todos os afloramentos estudados estão localizados no interior de propriedades privadas e, como mencionado anteriormente, estas propriedades – ou ranchos, como são conhecidos – são exclusivos e de acesso proibido à pessoal não autorizado. Entretanto, há dez anos atrás o Departamento de Geologia da Universidade Rice teve ciência de que os rios e córregos (incluindo suas áreas ciliares), no estado do Texas, são públicos, não podendo ter o acesso impedido por nenhum dono de propriedade privada. Desta forma, os afloramentos (Fig. 2b) que margeiam o rio Llano (Escarpas Zesch e Shepard, e o Pavimento Shepard) foram acessados com o uso de caiaques (Fig. 9). Para os afloramentos que margeiam o rio James (Pavimento Rio James) e o córrego Mill (Bloco caído/Droxrock), conseguiu-se autorização prévia não só para acessar os afloramentos, como também para coletar amostras.

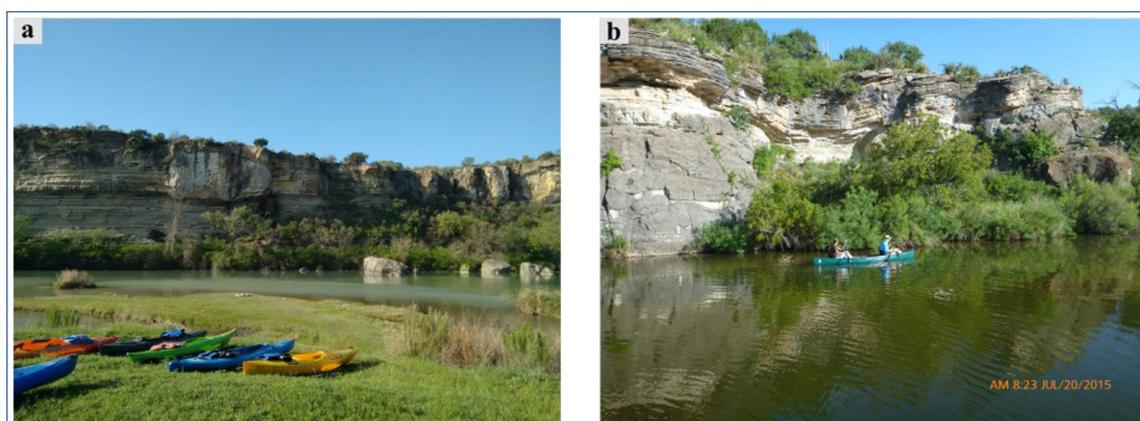


Figura 9 – Uso de caiaques individual e duplo para o acesso de afloramentos. Em a) Escarpa Shepard, no rio Llano. Foto tirado pelo autor no dia 02.04.2015. E em b) uma das áreas da escarpa do rio James. Foto tirado por André Droxler em 20.07.2015.

4.2.1 Amostragem

É relevante frisar que foram perfurados mais de 190 testemunhos na área de estudo desde o início do projeto em 2012. Entretanto, apenas cerca de 45 foram inteiramente utilizados para trabalhos acadêmicos. Para esta monografia, oito foram utilizados para a descrição faciológica e mais seis testemunhos são usados para interpretação morfológica das bioconstruções. Há ainda, portanto, uma grande quantidade de material para ser estudado nos próximos anos, abrindo um grande leque de possibilidades para pesquisas posteriores.

Para este tópico é bastante pertinente o uso das próprias palavras do Dr. Droxler no que tange o uso de uma sonda rotativa manual de perfuração em detrimento do regular martelo de geólogo para obtenção de amostras: “ *If you use a hummer as a regular field geologist, the hummer only gives you what the hummer wants to give you. It is always frustrating!* ” – “Se você usa um martelo, como um geólogo de campo convencional, ele só irá fornecer o que ele quiser. É sempre frustrante!” Sendo assim, objetivando um melhor acesso ao registro geológico, todas as amostras foram obtidas com auxílio de uma sonda rotativa manual.

A sonda rotativa manual (KOR-IT K-501) consiste em um motor Honda de torque que move uma broca cilíndrica, oca e diamantada (KOR-IT INC, 2002). A sonda foi conectada por uma mangueira comum de jardim medindo cerca de 30 m de comprimento a uma motobomba à gasolina (Honda GX 25) de dois tempos, cuja função era bombear água de uma fonte qualquer até o local da perfuração com o objetivo de lubrificar e resfriar a broca diamantada (Fig. 10).

O tempo de perfuração variava entre 70 e 100 minutos, em média, de acordo com a espessura da broca e nível de cimentação da rocha. Geralmente, os dolomitos e as bioconstruções demandam mais tempo de perfuração do que os calcários puros. Outro fator, determinante para o tempo de perfuração consistiu na distância entre a fonte de água e o ponto de perfuração. Quando a distância era tal que o comprimento da mangueira era insuficiente para alimentar a bomba de água, grandes recipientes com cerca de 15 litros eram carregados manualmente do rio ao ponto de perfuração.



Figura 10 – Metodologia para obtenção de testemunhos (amostragem). **a)** Motobomba à gasolina Honda GX 25, **b)** Configuração da bomba com o tubo de sucção de água na margem norte do rio James, **c)** sonda rotativa manual KOR-IT K-501 também à gasolina, **d)** autor e a configuração da sonda com broca de 15,2 cm conectada à mangueira de alimentação de água. Fotos “a)” e “b)” tiradas pelo autor no dia 20.07.2015. Imagem “c)” retirada do website da empresa KOR-IT. Foto “d)” tirada por Brian Kubik (aluno de mestrado da universidade Rice).

Desse processo de amostragem, resultaram oito testemunhos de aproximadamente 15 cm (6 polegadas) de diâmetro e comprimentos variados, não ultrapassando 40 cm, devido à dificuldade de remoção dos testemunhos imediatamente após a perfuração. Alguns se quebravam, o que tornava praticamente inviável a recuperação das amostras, que eram removidas com pegadores de churrasco desmembrados (Fig 11). Um sugador de água bem simples que funciona como uma seringa foi utilizado visando a retirada do excesso de água do buraco. Após removidos da rocha sã, os testemunhos que porventura se quebrassem, eram colados com cola epóxi e, por fim, numerados. É importante salientar que, para todos os testemunhos, o norte magnético foi identificado com marcadores, de forma a registrar sua posição *in situ*, possibilitando posteriores estudos mais aprofundados.



Figura 11 – Retirada de um dos testemunhos. No topo da foto é possível observar o tanque de gasolina utilizado para alimentar a bomba de água e a sonda rotativa. Nas mãos do autor (de camisa verde) observam-se os pegadores desmembrados de churrasco. Soltos ao chão, o sugador de água (amarelo), bem como martelos, uma chave de fenda, um cinzel e, apoiada no canto direito, a sonda rotativa. Foto tirada por André Droxler no dia 19.07.2015

Por exigência dos donos do rancho *Eagle Ridge*, todos os “buracos” ou possíveis evidências geradas pelo processo de sondagem foram posteriormente preenchidos com fragmentos de rochas oriundas do leito do rio James e tampados com cimento, de modo que, o registro da sondagem ficasse o mais imperceptível possível aos olhos de qualquer visitante que viesse a andar pela região.

4.2.2 Fotogrametria

Em um estudo paralelo conduzido por Pankaj Khanna (candidato a PhD em geologia da Universidade Rice), visando uma completa análise em três dimensões dos afloramentos, principalmente das escarpas, além de uma maior resolução das imagens dos pavimentos em planta, foi usado um *drone* (*Phantom 3 DJI*) que possibilitou a aquisição de imagens de altíssima resolução podendo alcançar 1920x1080 e 60fps (*frames* por segundo). O equipamento foi fornecido pela petroleira americana Chevron, e seu uso foi restrito a um funcionário da empresa que, em uma das expedições esteve disponível durante dois dias para manusear o equipamento (quadróptero).

A fotogrametria foi utilizada para interpretar os afloramentos a partir das observações diretas obtidas em campo. Seu uso foi principalmente focado na interpretação das fases de crescimento das bioconstruções na face das escarpas e para auxiliar a localização e contextualização dos afloramentos da **Fig. 2b**.

O processamento e visualização dos dados adquiridos com o *drone* durante o campo serão descritos na etapa de escritório (4.4).

4.3 Etapa de laboratório

No laboratório, os oito testemunhos foram cortados de forma aproximadamente simétrica ao longo de seu comprimento e, para cada um dos testemunhos, uma metade foi polida e a outra não. No processo de polimento, foi utilizada uma máquina de polir (*reciprolap*) com uma mesa de vibração de cerca de 90 cm de diâmetro onde *grits* (pó abrasivo) de carbeto de silício e alumina foram gradualmente usados como abrasivos, de modo a eliminar qualquer relevo da superfície dos testemunhos.

As metades polidas dos testemunhos foram sistematicamente digitalizadas por um *scanner* de alta resolução (2000 dpi horizontal e vertical) gerando imagens passíveis de análise virtual detalhada. Posteriormente, um estereomicroscópio Olympus SZ foi utilizado para análises e descrições. A descrição e definição da cor nos testemunhos foi baseada no método de comparação com a escala de Munsell.

As metades não polidas dos testemunhos, foram visualmente analisadas para a perfuração de 12 *plugs*, com aproximadamente de 3 cm de diâmetro e 7 cm de altura, objetivando a confecção das lâminas petrográficas. Os locais de perfuração dos *plugs* nos testemunhos foram escolhidos baseados em aspectos texturais segundo critérios não quantitativos, apenas visuais. Cada lâmina foi feita com orientação de topo e base, de modo a identificar possíveis elementos relacionados à posição de deposição, como feições geopetais.

As 12 lâminas foram impregnadas com resina epóxi azul para análise qualitativa de porosidade. O corante orgânico Alizarina “Red-S” diluído em HCl (2%) foi utilizado na metade de cada uma das lâminas, visando a identificação e caracterização da ocorrência de

dolomita, no qual a calcita é tingida de vermelho, possibilitando a separação entre os dois minerais.

As lâminas foram individualmente digitalizadas com auxílio do microscópio M2m e analisadas usando óleo mineral. A petrografia foi realizada com o auxílio do microscópio *Zeiss AxioImager a2* e *Zeiss AxioImager a1*.

4.4 Etapa de Escritório

As seções esquemáticas, perfis e descrições feitas em campo foram refeitas, aperfeiçoadas e manipuladas com uso de softwares gráficos *CorelDraw* e *InkScape*.

Os dados obtidos durante a aquisição com o drone foram processados com o uso do software *Agisoft 1.0* e, posteriormente, visualizados e interpretados com o uso do *software ArcGis*. Os produtos do processamento foram armazenados nos formatos TIFF, PDF, KMZ (apenas para os pavimentos) e DEM, como mostrado no fluxograma abaixo (Fig. 12).

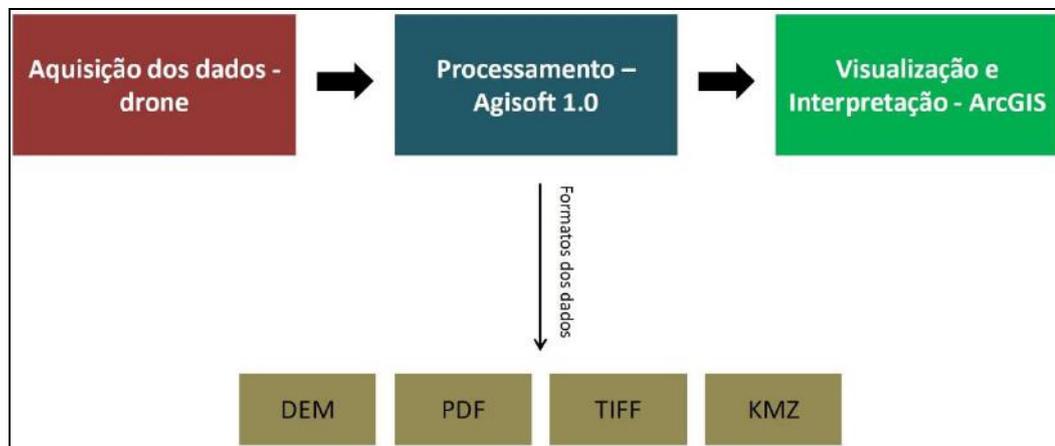


Figura 12 – Fluxograma relativo à fotogrametria usada neste trabalho (Modificado de Khanna, 2015).

5 ROCHAS CARBONÁTICAS: CONCEITOS BÁSICOS

5.1 Fábrica Carbonática em Ambientes Marinhos

Ao fazer alusão a discrepante diferença entre a gênese de sedimentos siliciclásticos frente aos carbonatos, o professor canadense Noel James afirmou, em 1979, que os carbonatos não são feitos, eles nascem (*Carbonates are born not made*). Eles se originam como grãos esqueletais ou precipitados no próprio ambiente de deposição. James & Kendall (1992) afirmaram ainda, que o fato de “nascerem” no ambiente de deposição implica em algumas questões muito significativas no estudo dos carbonatos, tais quais:

- i. A composição é fundamental para determinar o ambiente deposicional;
- ii. Granulometria não restringe regime hidráulico;
- iii. Estruturas em grande escala, como plataformas, podem ser produzidas inteiramente por material autóctone. Elas são auto-geradoras e auto-sustentáveis;
- iv. As características temporais e espaciais dependem da natureza dos próprios sedimentos gerados.

Segundo Schlager (2005), a precipitação de material sólido carbonático a partir de íons em ambientes marinhos ocorre basicamente de duas formas: abioticamente, governado pela termodinâmica inorgânica e reações cinéticas, e bioticamente como consequência do metabolismo de organismos. Tais processos se relacionam e não são exclusivos, adicionado o fato de que o processo biótico de precipitação pode ser mais adequadamente subdividido, de acordo com o papel dos organismos na precipitação. Portanto, carbonatos em ambientes marinhos formam-se, segundo o grau de influência biológica:

- a) Abioticamente (ou quase abioticamente), cujos efeitos bióticos são negligenciáveis;
- b) Induzidos biologicamente, quando organismos influenciam no processo de precipitação sem controlar a morfologia e estrutura e a composição dos cristais formados;
- c) Controlados biologicamente, quando organismos controlam não apenas a composição e a estrutura dos minerais, mas também o início e o fim do processo

de precipitação. Todos os carbonatos esqueléticos pertencem a essa categoria e, a partir de uma perspectiva ambiental, podem ser divididos em:

- Autotróficos, cujos organismos geram matéria orgânica a partir de substâncias dissolvidas em presença de radiação ultravioleta;
- Heterotróficos, onde os organismos não dependem da energia luminosa, mas necessitam de matéria orgânica particulada.

É importante salientar que a precipitação biologicamente influenciada, seja ela induzida ou controlada, ocorrerá preferencialmente frente à precipitação abiótica (ou química), significando que a precipitação abiótica vai ocorrer sempre que a fixação biológica for insuficiente, levando em conta os parâmetros ambientais, tais quais incidência de radiação luminosa, temperatura da água e *input* sedimentar (Schlager, 2005). Traçando uma analogia, a precipitação no ambiente marinho funciona como a fila de um banco, onde pessoas ordinárias (precipitação abiótica, ou química) são atendidas em sequência, até a chegada de uma pessoa idosa (precipitação biológica) que terá preferência de atendimento frente a todas as pessoas que estavam previamente na fila esperando para serem atendidas.

Dependendo da escala de observação (microscópica até escalas mapeáveis de formações), todas as grandes acumulações carbonáticas de origem marinha derivam, de alguma forma, da combinação, em proporções variáveis, desses três modos de precipitação (abiótico, induzido biologicamente, e controlado biologicamente), onde a predominância de um dos três modos de precipitação, a mineralogia e a profundidade de formação, caracterizam três diferentes sistemas de produção, ou “fábricas carbonáticas”: T, C e M (Schlager, 2005).

O sistema de produção, ou fábrica T está vinculado a climas tropicais, onde o principal processo de precipitação de carbonatos é o biologicamente controlado. Nesse sistema, que está restrito ao topo da coluna d’água (cerca de 100 m), organismos foto-autotróficos são os mais comuns (algas e corais hermatípicos), embora organismos heterotróficos estejam presentes. O material abiótico desse sistema é constituído por precipitados químicos que ocorrem como cimentos marinhos, como é o caso do fenômeno conhecido como *whiting* (lama carbonática em suspensão formando manchas leitosas, principalmente nas Bahamas).

A fábrica C também está relacionada a precipitação biologicamente controlada, entretanto, tem como diagnóstico os organismos heterotróficos, que dominam o ambiente, embora organismos foto-autotróficos também ocorram. O produto sedimentar consiste

tipicamente de depósitos fragmentários esqueletais variando de tamanho areia a grânulo (Schlager, 2015).

Por fim, o sistema de produção, ou fábrica M está relacionado a alta produção de lama carbonática in situ – automicrita, definida por Wolf (1965 *apud* Schlager 2005) – associado ao processo de precipitação biologicamente induzido, onde microorganismos (majoritariamente bactérias e cianobactérias) propiciam a formação de cristais de calcita e aragonita que, são praticamente indistinguíveis daqueles formadas por precipitação química. Nesse sistema, há uma alta interação entre processos bióticos e abióticos.

É preciso salientar que nesse modelo de sistemas de produção carbonática em ambientes marinhos, elaborado por Schlager, o limite entre as fábricas T, C, e M é gradual e muito variável dependendo de diversos fatores como por exemplo a profundidade da termoclina, salinidade, luz e outros. Além disso, esse modelo foi elaborado para ambientes marinhos modernos, o que implica em uma problemática ao ser vinculado a ambientes paleozoicos. Entretanto, consiste de um denso conceito genérico de formação de carbonatos em ambientes marinhos.

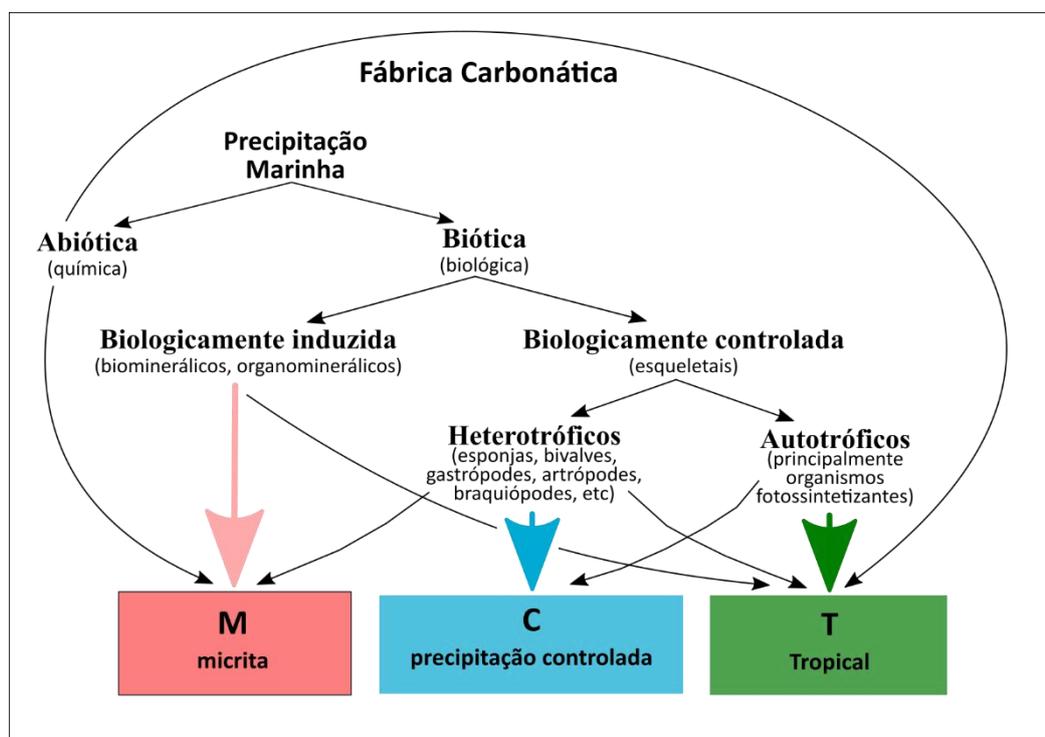


Figura 13 – Tipos de precipitação carbonática em ambientes marinhos vinculada ao modelo de sistemas de produção, ou Fábricas carbonáticas. Os materiais típicos da fábrica T são precipitados biologicamente controlados oriundos de organismos foto-autotróficos (ou heterotróficos com simbionte autotróficos); a fábrica C é dominada por organismos heterotróficos com precipitação biologicamente controlada; e a fábrica M por precipitados biologicamente induzidos, principalmente micrita. Modificado de Schlager (2005).

5.2 Microbialitos

A presença biológica no contexto dos grandes depósitos carbonáticos preservados no registro estratigráfico é mais comum do que se pode imaginar, sendo quase impossível dissociar os carbonatos, da fauna contígua ao longo do tempo geológico. Grande parte dos carbonatos é produto da atividade metabólica de organismos microscópicos, e essa relação de causa-consequência que as rochas carbonáticas estabelecem com a comunidade biológica, intrínseca dos ambientes de sedimentação, é refletida através dos microbialitos, definidos como depósitos organosedimentares formados pela interação entre tipos específicos de micróbios e seus respectivos ambientes (Burne & Moore, 1987 *apud* Droxler, 2015), e representam a atividade microbiana preservada no registro geológico.

Como a área de estudo pertencia a uma grande plataforma de mar epicontinental cujas poucas áreas de relevo positivo no fundo marinho eram constituídas por recifes (*reefs*), é pertinente uma breve explanação dos mesmos. De acordo com Spincer (1997), recife é qualquer acumulação carbonática autóctone não-acamadada que consista predominantemente de remanescentes biogênicos com relevo positivo em ambiente de fundo marinho. Alguns autores como Flugel & Kiessling (2002) adicionam o fato de que organismos bentônicos sésseis são os responsáveis pela gênese dessas acumulações.

As bioconstruções (estromatólitos, trombólitos, biohermas, bioestromas e etc.) são elementos que geralmente estão associadas ao contexto dos recifes, embora tenham estrutura, morfologia e gênese particulares que, conseqüentemente, implicam em diferentes interpretações paleoambientais, já que podem ocorrer em ambientes diversos.

A figura abaixo, retirada de Flugel (2004), resume bem os principais elementos carbonáticos comumente associados aos recifes.

Os estromatólitos são estruturas organosedimentares litificadas com laminações de crescimento bem definidas, cuja origem está relacionada à atividade metabólica de microorganismos que captam e precipitam sedimentos (compilado de Kalkowski, 1908 *apud* Srivastava (2015) e Grotzinger & Knoll, 1999). Trombólitos, por sua vez, são corpos – ou estruturas – criptoalgais não laminados caracterizados por textura coagulada (*clotted*) ou grumosa.

<p>Bioherm: Mound or lens-shaped reefal buildup.</p> <p>Biostrome: Tabular rock body, usually a single bed of similar composition. Laterally extended, dense growth of skeletal organisms. No depositional relief. A rigid framework may or may not be present.</p> <p>Buildup: A carbonate rock mass that is thicker than laterally equivalent strata, and probably stood above the sea floor during some or all of its depositional history. The term is often very loosely used for reefs, banks or thick massive limestone structures.</p> <p>Ecologic reef: An ancient reef interpreted as having been built by organisms into a rigid, wave resistant, topographic high on the sea floor (Dunham 1970).</p> <p>Framework reef: Built by organisms forming a rigid calcareous frame.</p> <p>Microbial mound: Biogenic mounds, formed by the action of microbes which initiate carbonate precipitation, and bind and trap sediment (James and Bourque 1992).</p> <p>Mound: A rounded hill-like structure. In the context of reef studies used for counterparts of framework reefs. See microbial mounds, skeletal mounds and mud mounds.</p> <p>Mud mound: Mud-dominated carbonate buildups (Wilson 1975). Organisms are minor constituents. Syndepositional relief.</p> <p>Reef: Laterally confined biogenic structures, developing due to the growth or activity of sessile benthic organisms and exhibiting topographic relief. This broad definition covers framework reefs, reef mounds, mud mounds as well as biostromes (Flügel and Kiessling 2002).</p> <p>Reef mound: Lenticular carbonate bodies consisting of bioclastic mud with minor accounts of organic binding (James 1980). Skeletal organisms are common, but there is no evidence for a prominent in situ skeletal framework. Lime mud/carbonate cement and skeletal organisms are about equally important. Syndepositional relief.</p> <p>Skeletal mound: Biogenic mounds made of small delicate skeletal or encrusting organisms that are thought to baffle, trap, bind and stabilize lime mud (James and Bourque 1992).</p> <p>Skeletal reef: Corresponds to framework reefs with organisms, forming a rigid calcareous framework.</p> <p>Stratigraphic reef: A thick, laterally restricted mass of carbonate rock, without genetic connotations (Dunham 1970).</p>
--

Figura 14 - Glossário de termos usados para a distinção dos elementos comumente associados aos recifes de corais. Retirada de Flügel (2004).

5.3 PETROLOGIA

5.3.1 PRINCIPAIS CONSTITUINTES

Em ambientes de sedimentação carbonática, são depositadas partículas que variam do tamanho argila até blocos e matacões, similarmente a ambientes em que a sedimentação siliciclástica é majoritária. Entretanto, sua origem difere muito. Em aspectos gerais as rochas carbonáticas não possuem mineralogia muito diversificada, sendo estas compostas predominantemente por carbonato de cálcio, usualmente na forma dos polimorfos calcita e aragonita, bem como, em alguns casos, dolomita.

Como qualquer rocha sedimentar, os constituintes das rochas carbonáticas resumem-se à arcabouço, matriz e cimento. O processo de diagênese é o responsável, na maior parte dos casos, pela inserção do cimento carbonático das mais variadas formas. Seguidamente, a composição do arcabouço, no que tange os tipos de grãos, e a proporção com relação à matriz e o cimento, são fatores preponderantes para se obter informações-chave quanto aos possíveis ambientes de deposição, particularmente a química da água e ecologia (Schlager, 2005).

5.3.1.1 ARCABOUÇO (Grãos aloquímicos)

Grãos aloquímicos, termo cunhado por Folk (1962), são precipitados químicos que alcançaram certo grau de organização, gerados no interior da bacia sedimentar, podendo ou não ter sido submetidos a algum grau de transporte. De acordo com Flugel (2004), os grãos que compõem o arcabouço das rochas carbonáticas são basicamente divididos em grãos esqueléticos e não esqueléticos. Grãos esqueléticos constituem os bioclastos, representados por fósseis fragmentados ou não. Grãos não esqueléticos são clastos, grãos alterados (grãos criptocristalinos, pelóides e “pellets”, de origem fecal), grãos revestidos, ou *coated grains* (Peryt 1983 *apud* Flugel, 2004) (cortóides, oncóides, oóides e posóides), agregados de grãos, e clastos (intraclastos e extraclastos).

5.3.1.1.1 Bioclastos

Também chamados de grãos esqueléticos, os bioclastos são elementos carbonáticos resistentes oriundos de organismos capazes de controlar a precipitação de carbonato de cálcio em ambiente subaquoso (Schlager, 2005). São fósseis que foram transportados, fragmentados ou não, que se tornaram parte do material orgânico acumulado no ambiente de sedimentação (Flugel, 2004). O termo é amplamente utilizado hoje para fósseis em análise de lâminas delgadas. Suas formas, microestrutura, mineralogia, e o contexto temporal e deposicional são parâmetros distintivos não apenas para identificação individual, mas também para interpretações paleoambientais.

Os grãos esqueléticos são a mais importante fonte de areia e lama carbonática depositada em ambientes marinhos (Flugel, 2004). Dentre os bioclastos presentes em rochas carbonáticas, destacam-se gastrópodes, braquiópodes, trilobitas, espículas de esponjas, equinóides, bivalvíos, crinóides, algas calcárias, corais, briozoários, entre outros.

5.3.1.1.2 Clastos

Clastos, em uma conotação respectiva a elementos carbonáticos não esqueléticos, referem-se ao produto oriundo de retrabalhamento, intra ou extrabasinal, com subsequente redeposição. Esse retrabalhamento pode ocorrer em qualquer momento durante o ciclo sedimentar dos carbonatos além de representar uma importante fonte de informações quanto ao material que entra na bacia. De acordo com Folk (1959 *apud* Flugel, 2004), os dois principais grãos milimétricos até centimétricos redepositados são intraclastos e extraclastos.

Intraclastos são fragmentos penecontemporâneos de sedimentos carbonáticos litificados, ou parcialmente litificados, que são erodidos da bacia e redepositados em áreas próximas (Flügel, 2004). São geralmente constituídos de material mais fino, como lama carbonática. O reconhecimento desses intraclastos pode fornecer importantes informações relativas ao paleoambiente em que foram originalmente gerados. São comumente encontrados em ambiente marinho raso caracterizados por um intenso regime de ondas e marés. São chamados *ripup clasts* (Sepkoski, 1982) (clastos arrancados quando encontrados em ambientes de intermaré e supramaré). Quando arenosos, os intraclastos podem representar depósitos de erosão e retrabalhamento sob influência de tempestades.

Por outro lado, extraclastos são fragmentos de rochas carbonáticas derivadas da erosão de um calcário previamente exposto em um local fora da bacia onde foi encontrado (Flügel, 2004). Extraclastos tem fósseis mais antigos estratigraficamente, possuem também fósseis e fragmentos truncados pelos seus limites, além de apresentarem feições de dolomitização e recristalização diferenciada. O termo “litoclasto” é geralmente associado aos extraclastos, embora também possam ser relacionados a ambos, intraclasto e extraclasto, pois deriva de uma rocha preexistente, dentro ou fora da bacia.

5.3.1.1.3 Grãos Alterados

O termo “grão alterado” é usado em um senso puramente descritivo para classificar grãos em rochas carbonáticas cuja origem não pode ser definida devido à alteração biológica ou diagenética (Dravis, 1977). Pelóides e grãos criptocristalinos, as duas classes de grãos alterados, são diferenciados apenas pela forma externa. Pelóides são grãos esféricos ou elipsoidais, cuja origem é desconhecida, formados por carbonato de cálcio micro ou criptocristalino. Grãos criptocristalinos possuem a mesma definição, exceto pela sua forma externa, que é irregular.

Estudos recentes de ambientes carbonáticos modernos estabeleceram que grãos alterados resultam principalmente da transformação diagenética precoce (no fundo marinho) de grãos esqueletais e não-esqueletais primários para carbonato micríticos. Essa alteração é causada por micritização, processo que eventualmente oblitera a estrutura interna de grãos.

Schlager (2005) atribui aos pelóides três origens possíveis: (1) como *pellets* gerados pelo produto fecal de organismos; (2) pela micritização de oóides e grãos esqueletais e; (3) por precipitação de micrita bioinduzida. Em contrapartida, Dravis (1977) afirma que, pelóides

e grãos criptocristalinos são formados apenas pela micritização de grãos que possuíam a mesma forma antes do processo. Assim, enquanto pelóides derivam da completa micritização de grãos esféricos previamente formados, como por exemplo, oóides, grãos criptocristalinos resultam da completa micritização de grãos esqueletais com forma irregular.

Quando a origem do pelóide é conhecida, sendo aquela fecal, este é chamado de *pellet*. De acordo com Scholle & Scholle (2003), *pellets* são pequenos (tipicamente de 0,03 até 0,3 mm), esféricos, ovoides ou em forma de baguete, compostos de lama carbonática (micrita). Comumente são desprovidos de estrutura interna e são uniformes em tamanho e forma em uma mesma amostra.

5.3.1.1.4 GRÃOS REVESTIDOS (*COATED GRAINS*)

5.3.1.1.4.1 Oncóides

Grãos revestido de forma subsférica ou subelíptica irregular, de origem algal ou microbial com diâmetro maior do que 2 mm. São caracterizados por possuírem envelopes descontínuos, pouco nítidos, e não concêntricos, de forma que truncam o núcleo. A forma externa dos oncólitos aparentemente depende da forma do seu núcleo, visto que, a sucessão de camadas micríticas são precipitadas de forma bioinduzida por cianobactérias (Schlager, 2005). As laminações, de origem orgânica, formam-se quando cianobactérias encrustam um grão e trapeiam sedimentos. Assim, essas laminações (truncadas) resultam da exposição periódica do núcleo aos eventos turbulentos efêmeros relacionados a tempestades, que giram o grão no fundo do mar permitindo que toda a sua superfície seja eventualmente encrustada.

5.3.1.1.4.2 Oóides

São grãos comumente esféricos a elipsoidais que variam de 0,25 até 2 mm de diâmetro, com um núcleo esquelético ou não, envolvido por lâminas concêntricas e/ou radiais de composição micrítica ou esparítica. Sua superfície suave e forma esférica indicam formação em um ambiente continuamente turbulento, onde a abrasão mecânica e o crescimento mineral se alternam. Embora seu crescimento esteja vinculado à precipitação química (puramente inorgânica), é prudente não excluir a possibilidade de influência biológica como um mecanismo de precipitação induzida durante a formação deste tipo de grão revestido.

5.3.1.1.4.3 Pisóides

Grãos esféricos de forma relativamente irregular, com um núcleo comumente não biogênico e uma espessa envoltória formada por lâminas espaçadas com microtrama tangencial ou radial, como nos oóides. Ocorrem comumente como grãos isolados e são individualizados por possuir diâmetro maior que 2 mm (Flugel, 2004). Para Peryt (1983), pisólitos (pisóides para este trabalho) correspondem a qualquer grão revestido maior do que 2 mm de diâmetro.

Adicionalmente, pisóides podem ser usados como adjetivo para descrever grandes grãos revestidos cuja origem é conhecida, como “oóides pisolítiocos”, ou “oncóides pisolíticos”.

5.3.1.1.4.4 Cortóides

Grãos arredondados, com núcleo esquelético ou não, com delgada envoltória micrítica (“envelope”), cujo limite entre o grão central e o envelope micrítico, é indistinto. Tamanho varia de submilimétrico até poucos centímetros (Dravis, 2015).

5.3.1.1.5 Agregados de Grãos

Muitos elementos carbonáticos ocorrem como agregados de grãos que variam muito em forma e dimensão. Teoricamente, qualquer grão livre no ambiente de sedimentação pode ser amalgamado a outros grãos, desde que ocorra um processo de cimentação suficientemente relevante para permitir a agregação, e posterior transporte. Caso contrário, os grãos serão cimentados ao conjunto como um todo, não sendo individualizados como agregados (Dravis, 2015).

Grapestones consistem de agregados de grãos revestidos, mais comumente oóides, cuja forma externa lembra um cacho de uvas. Podem conter micrita criptocristalina, cimento carbonático ou material orgânico como material intersticial (responsável pela amalgamação). A micritização desses *grapestones* gera os chamados *lumps* cuja forma externa é mais suave e sua composição não se limita à grãos revestidos, podendo ser compostos por dois ou mais grãos de qualquer origem (esquelético ou não) (Dravis, 2015).

5.3.1.2 Matriz Carbonática

O material mais fino que compõe normalmente a matriz de rochas carbonáticas é denominado lama carbonática ou micrita, e é equivalente a lama em sedimentos siliciclásticos (Scholle & Sholle, 2003), embora sua origem normalmente seja bem distinta. Assim, lama carbonática é formada por grãos com diâmetro entre 1 e 4 μm , segundo (Scholle & Sholle, 2003), embora esses limites variem de autor para autor. É considerado um elemento não esquelético sendo, provavelmente, um dos constituintes mais abundantes em ambientes carbonáticos. *Micrite* é uma abreviação do termo *microcrystalline calcite*, cunhado por Folk (1959) *apud* Flugel (2004).

Segundo o professor Jeffrey Dravis (Consultor da Exxon Mobile e professor convidado da Rice University em 2015), micrita pode ser formada por processos variados sendo estes processos associados ou não a atividade orgânica. E os processos mais comuns e conhecidos envolvidos na formação de lama carbonática são:

- Desintegração de certas algas calcárias;
- Bioerosão de substrato carbonático;
- Abrasão de sedimentos carbonáticos móveis;
- Precipitação química diretamente da água do mar.

Micrita pode ser produzida em, praticamente, qualquer ambiente carbonático. Schieber *et al.* (2013 *apud* Dravis, 2015) sugere que lama carbonática pode flocular e ser transportada como sedimento de fundo formando, inclusive, estruturas onduladas. Entretanto, tende a acumular-se em ambientes de mais baixa energia, onde a ação de ondas e marés é reduzida, ou ocorre trapeamento por organismos e vegetais marinhos (grama marinha) permitindo que lama em suspensão seja incorporada ao substrato. Em plataformas marinhas rasas, significantes quantidades de lama carbonática são mais provavelmente depositadas em ambientes de inframaré, planícies, e em bacias adjacentes às plataformas. Em rampas, lama é acumulada abaixo do nível de base em direção a bacia, em lagoas protegidas da ação de ondas, e em planícies de maré.

5.3.1.3 Cimento

Assim como nas rochas siliciclásticas, o cimento é um precipitado químico oriundo da dissolução de algum outro componente pertencente ou não a rocha. A cimentação ocorre

quando as condições físico-químicas do meio são tais que, a partir de dado grau de saturação do fluido, a fase cimentante precipita, preenchendo total ou parcialmente os poros da rocha. E, para as rochas carbonáticas, a aragonita, a calcita com baixo e alto teor de magnésio e a dolomita, são os principais cimentos.

5.3.2 CLASSIFICAÇÃO

A maioria dos livros e artigos que incluem classificação de rochas carbonáticas o fazem de acordo com a classificação de um ou mais autores. Entretanto, estes, erroneamente, não reconhecem que a classificação é simplesmente uma ferramenta para organizar informações, e não a fonte de uma conclusão (Blatt *et al.* 1972 *apud* Flugel, 2004). A assertiva de Blatt e colaboradores é fundamental para o entendimento de que as rochas carbonáticas tem sua gênese complexa e, diferentemente das rochas terrígenas, nem sempre podem predizer processos. Assim, a evolução da classificação durante as últimas décadas figura a tentativa de organizar essas rochas segundo critérios particulares e interpretativos de cada autor, sendo cada uma das classificações mais adequada para cada tipo de caso.

5.3.2.1 Grabau (1904)

Tamanho de grão é um parâmetro simplista e genérico para descrever e separar rochas, o que muitas vezes se mostra bastante útil para descrições imparciais dos carbonatos. Os padrões de distribuição de grãos podem ser característicos de sedimentos depositados em certos ambientes, além de fornecer possíveis informações sobre processos deposicionais. Grabau (1904) *apud* Flugel (2004) propôs os termos Calcilutito, Calcarenito e Calcirudito, baseado na granulometria das partículas carbonáticas para tais caracterizações. A escala de Udden-Wentworth mostra-se bastante esclarecedora no que diz respeito a comparação entre sedimentos siliciclásticos, para qual foi originalmente criada, e os carbonatos (Fig. 15).

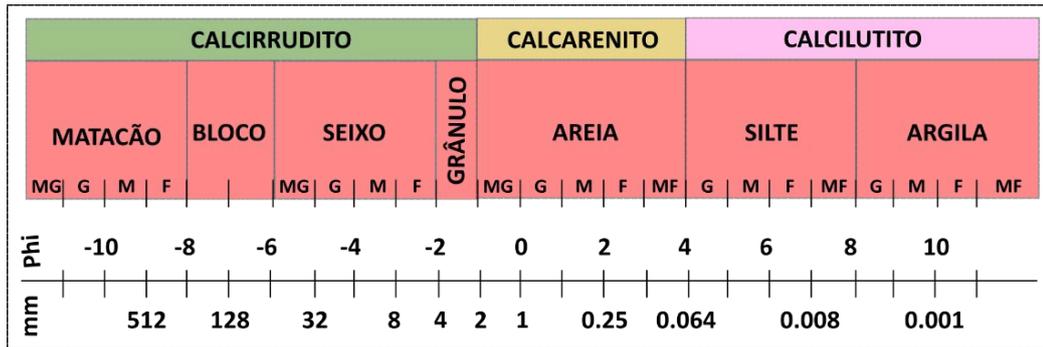


Figura 15 – Classificação com destaque para a escala de Udden-Wentworth relacionada aos carbonatos nomeados por Grabau (1904): calcilutito (equivalente a silte e argila), calcarenito, e calcirrudito. Extraído e modificado de Flugel (2004).

5.3.2.2 Folk (1962)

A filosofia básica da classificação de Folk é a de que as rochas carbonáticas são similares às rochas siliciclásticas no que tange seu modo de deposição, onde suas respectivas texturas são, em grande parte, controladas pela energia da água no ambiente de deposição. E o mais importante limite ambiental é aquele entre os calcários com matriz micrítica e aqueles com cimento calcítico (esparítico), onde tal fato reflete o ponto onde a energia da água seria forte o suficiente para “lavar” a lama carbonática carregando-a para ambientes de mais baixa energia (Flugel, 2004).

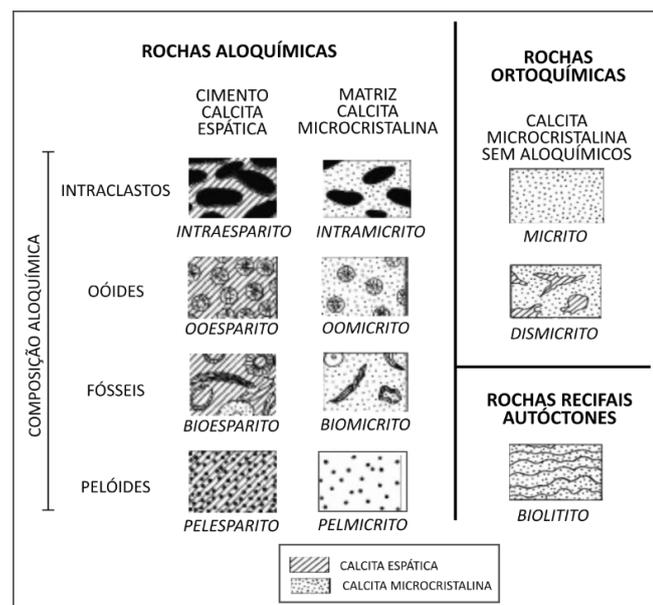


Figura 16 - Modificado de Folk (1962), classificação de calcários baseada na 1) natureza dos grãos, 2) abundância relativa de matriz micrítica e cimento esparítico (ou poros). Os nomes variam de acordo com a abundância relativa dos componentes.

Percent allochems	> 2/3 LIME MUD MATRIX				SUBEQUAL SPAR and LIME MUD	> 2/3 LIME SPAR CEMENT		
	0-1%	1-10%	10-50%	> 50%		SORTING POOR	SORTING GOOD	ROUNDED and ABRADED
Textural name	MICRITE and DIS-MICRITE	FOSSILIFEROUS MICRITE	SPARSE BIO-MICRITE	PACKED BIO-MICRITE	POORLY-WASHED BIO-SPARITE	UN-SORTED BIO-SPARITE	SORTED BIO-SPARITE	ROUNDED BIO-SPARITE
Typical fabric								
Terri-genous analogs	Claystone		Sandy claystone	Clayey or immature sandstone	Sub-mature sandstone	Mature sandstone	Super-mature sandstone	

Figura 17 - Retirado de Scholle & Scholle (2003), esse quadro mostra o aspecto textural da classificação de Folk (1962), onde estes oito estágios seleção e arredondamento refletem as possíveis texturas das rochas carbonáticas em uma gama de baixa a alta energia no ambiente de deposição.

5.3.2.3 Dunham (1962)

A famosa classificação de Dunham é baseada na caracterização textural da rocha. Rochas sustentadas pelos clastos (ou pelos grãos) são definidas por Flugel (2004) como aquelas cuja trama tem pouca ou nenhuma lama, e os grãos, em contatos tridimensionais, sustentam uns aos outros. Por outro lado, rochas sustentadas pela matriz são aquelas cujos grãos maiores “flutuam” na matriz que sustenta a rocha. Assim, a porcentagem relativa entre lama (matriz) e grãos é usada para nomear as principais atribuições das rochas carbonáticas na classificação de Dunham: mudstone, wackestones, packstone e grainstone.

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL				TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL	
Componentes originais não ligados durante a deposição			Sem matriz, grão suportado	Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém lama (matriz)		Grão suportado			
Suportado pela matriz					
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CRYSTALLINE

Figura 18 - Diagrama modificado de Dunham (1962) mostrando a classificação de acordo com a textura deposicional. A diferença entre rocha matriz e grão suportados é fundamental para essa classificação.

Na classificação de Dunham (1962), como se pode observar, quatro grupos de rochas são destacados: 1) carbonatos com matriz (grão suportados ou não), 2) carbonatos sem matriz (grão suportados), 3) carbonatos relacionados a componentes ligados durante a deposição, e 4) carbonatos formados por cristais de calcita e/ou dolomita com textura original não reconhecível.

5.3.2.4 Embry & Klovan (1971)

A classificação de Embry & Klovan (1971) modificou o esquema de Dunham por subdividir depósitos esqueléticos de grã grossa (> 2mm) e depósitos de origem orgânica. Os cinco novos termos adicionaram a capacidade descritiva da classificação de Dunham com relação aos depósitos biogênicos, especialmente as bioconstruções (Scholle & Scholle, 2003).

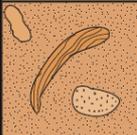
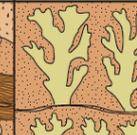
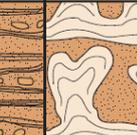
Original Components Not Organically Bound During Deposition		Original Components Organically Bound During Deposition		
> 10% grains >2 mm		Organisms acted as baffles	Organisms encrusted and bound	Organisms built a rigid framework
Matrix-supported	Supported by components larger than 2 mm			
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura 19 - Retirado de Scholle & Scholle (2003), esse diagrama ilustra as mudanças introduzidas por Embry & Klovan (1971) ao esquema criado por Dunham (1962). Para os carbonatos clásticos com mais de 10% dos grãos maiores do que 2 mm, os termos "floatstone" e "rudstone" equivalem a packstone e grainstone, respectivamente. Para os carbonatos de origem biogênica, os termos "bafflestone", "bindstone", e "framestone" equivalem a subdivisões do termo "boundstone", introduzido por Dunham (1962).

5.3.2.5 Wright (1992)

A classificação de Wright é definitivamente uma revisão e tentativa de refinamento das ideias de Dunham e Embry & Klovan. É baseada na premissa de que a textura dos carbonatos resulta da interação entre três fatores: regime deposicional, atividade biológica, e diagênese. Componentes deposicionais são destacados na classificação de Dunham; a atividade biológica é enfatizada na classificação de Embry & Klovan, e os componentes diagenéticos são destacados na classificação de Wright.

DEPOSICIONAL				BIOLÓGICO			DIAGENÉTICO			
Matriz suportado		Grão suportado		Calcário autóctone			Não obliterativo			Obliterativo
< 10% de grãos	> 10% de grãos	Com matriz	Sem matriz	Organismos trapeadores encrustadores	Organismos alteram regime hidráulico	Dominância de organismos rígidos	Cimento como principal componente	Presença de contatos micro-estilolíticos entre grãos	Predomínio de contatos micro-estilolíticos entre grãos	Cristais > 0.01 mm
Calci-mudstone	Wacke-stone	Pack-stone	Grain-stone	Bound-stone	Baffle-stone	Frame-stone	Cement-stone	Condensed grainstone	Fitted grainstone	Spar-stone
	Floar-stone		Rud-stone							Cristais < 0.01 mm
	Grãos > 2 mm									Microspar-stone

Figura 20 - Diagrama extraído e modificado de Wright (1962) com destaque para os três aspectos que influenciam no agrupamento das rochas carbonáticas: deposicional (ou físico), biológico, e diagenéticos.

5.3.3 DIAGÊNESE

A diagênese se refere ao conjunto de processos químicos, físicos e biológicos que alteram os aspectos originais da rocha após a deposição dos sedimentos (excluindo-se o metamorfismo), e o entendimento desses processos e seus produtos tem grande importância econômica, visto que, os efeitos diagenéticos tem papel fundamental no controle das propriedades petrofísicas das rochas carbonáticas, determinando seu valor relativo como possíveis rochas-reservatório e seus usos na indústria.

Para a “fábrica” carbonática moderna, dois minerais prevalecem: aragonita ortorrômbica e calcita trigonal. A calcita ocorre variando a quantidade de magnésio em sua estrutura. Calcita de Baixo Mg (LMC – *low magnesium calcite*) e calcita de Alto Mg (HMC – *high magnesium calcite*) são comumente separadas por cerca de 4 mol% de MgCO₃. A composição mineralógica de carbonatos modernos depende em grande parte da composição dos componentes esqueléticos e não esqueléticos, e a temperatura é um fator determinante em plataformas de águas rasas. Nos ambientes carbonáticos marinhos, especialmente as plataformas de águas rasas em condições tropicais, aragonita metaestável e calcita de Alto Mg predominam. Como essa aragonita é metaestável e a calcita de Alto Mg perde magnésio com o tempo, toda a carga de sedimentos carbonáticos é eventualmente transformada em calcita de Baixo Mg (LMC). As rochas carbonáticas, portanto, consistem essencialmente de calcita, e em menores proporções, dolomita (Flügel, 2004).

A composição mineralógica controla o potencial diagenético que caracteriza as mais diferentes maneiras em que os carbonatos respondem aos processos pós deposicionais (Schlanger & Douglas, 1974 *apud* Flügel, 2004). Isso porque sedimentos com composições

mineralógicas diferentes provavelmente levam intervalos de tempos diferentes para alcançar estágios diagenéticos semelhantes. Sedimentos ricos em aragonita e HMC tem alto potencial diagenético, visto que, são mais facilmente dissolvidos e alterados. Por outro lado, sedimentos ricos em LMC tem baixo potencial diagenético.

De acordo com Flugel (2004), além do potencial diagenético, a estabilidade dos carbonatos deve ser levada em conta para uma análise mais realista dos processos pós deposicionais. Para carbonatos marinhos a estabilidade da calcita > calcita magnesiana > aragonita > HMC. Entretanto, essa relação pode variar muito de acordo a saturação dos fluídos percolantes.

Scholle & Scholle (2003), divide os processos diagenéticos em três estágios, de acordo com o contexto geológico de soterramento:

- Eogênese (ou alteração singenética) – Inclui os processos de alteração diagenética de duração relativamente curta que ocorrem próximos a superfície, e temporalmente entre a deposição e o soterramento dos sedimentos dentro de uma zona onde há influência de percolação de fluidos superficiais.
- Mesogênese – Relacionado aos processos de soterramento onde a compactação exerce grande influência na porosidade das rochas. Há completo isolamento dos fluidos dos poros com relação a água superficial. Em estudos de matéria orgânica, a mesogênese denomina-se catagênese (Martinez, 2007)
- Telogênese – Estágio diagenético relacionado a exumação (por soerguimento e/ou erosão) das rochas carbonáticas previamente soterradas, onde os fluídos superficiais (meteóricos) têm importante papel. A carstificação é, geralmente, um processo de diagênese telogenética.

A diagênese pode ocultar informações de características primárias, mas também pode preservar informações substanciais a respeito da história pós deposicional. Ela pode reduzir ou aumentar a porosidade e a permeabilidade, embora, em geral, com o progresso da profundidade de soterramento e o tempo, as rochas carbonáticas tendem a diminuir consideravelmente estas duas propriedades.

Os processos diagenéticos operam em, basicamente, quatro ambientes principais: marinho, meteórico, de soterramento, e de mistura de águas.

A maior parte dos carbonatos é depositada em plataformas rasas e os processos diagenéticos, geralmente, são iniciados no ambiente freático marinho. Este ambiente é

caracterizado por processos como impulsão de água através dos sedimentos pelas ondas, marés e correntes, preenchimentos dos poros com água do mar e ausência de dissolução nos ambientes rasos.

No ambiente meteórico, a água que preenche, parcial ou totalmente os poros, é a água doce. Diferencia-se uma zona vadosa, na qual a porosidade está ocupada por água e ar, e a zona freática, onde a porosidade é ocupada completamente por água. A diagênese meteórica não fica restrita às áreas continentais, ocorrendo também em plataformas. E os processos diagenéticos mais importantes desses ambientes são a dissolução e precipitação, e o neomorfismo (controlado pela mineralogia inicial).

Nos ambientes diagenéticos profundos, a pressão e a temperatura aumentam com o aumento da lâmina d'água. Os fluidos intersticiais podem ser iguais ou similares aos que ficaram presos entre os grãos no momento da sedimentação (águas conatas), e podem derivar de outras fontes como salmouras associadas a hidrocarbonetos, águas diagenéticas a partir de argilas saturadas em água, etc. Os processos mais importantes são a compactação mecânica e química, cimentação e neomorfismo.

Na porção da plataforma onde as águas marinhas misturam-se com as continentais (zonas sub-superficiais), define-se o quarto ambiente diagenético, conhecido como a zona de mistura de águas. Os processos de dolomitização são favorecidos nessas zonas.

A diagênese tipicamente envolve uma variedade de processos físicos e químicos, onde os mais comuns são: cimentação, compactação, dissolução, neomorfismo e substituição.

5.3.3.1 Cimentação

O processo de cimentação pode ser entendido como a obliteração de cavidades pré-existentes, ou seja, é o preenchimento de poros, de origem primária ou secundária com precipitados novos, demandando a supersaturação dos fluidos com a fase mineral em questão. Os principais minerais que ocorrem como cimento em rochas carbonáticas são aragonita, calcita livre ou magnésiana, gipsita-anidrita e dolomita, cada qual ocorrendo em ambiente diagenético determinado e com forma cristalográfica específica. Para que os minerais cimentantes precipitem nos poros de um sedimento ou rocha sedimentar é necessário que os fluidos intersticiais que ocupam estes poros estejam supersaturados na espécie mineral correspondente, e que não fatores cinéticos inibindo a precipitação (compilado de Scholle & Scholle, 2003 e Flugel, 2004)

O tamanho, hábito, forma, trama e textura são elementos básicos na descrição e interpretação dos cimentos. O tamanho dos cristais pode ser muito variável, desde alguns microns (cimento micrítico), até vários metros que pode chegar a atingir um só cristal em espeleotemas. Tanto o hábito como a forma, referem-se às características de um cristal individual do cimento. Convencionalmente se considera que a forma de um cristal pode ser equidimensional (*equant*), colunar (*bladed*) ou fibrosa (Folk, 1965)

O hábito, quando sua interferência com cristais contíguos permite seu desenvolvimento, pode ser muito variado: romboédrico, escalenoédrico, prismático, trigonal. A textura se aplica a um grupo de cristais. De maneira geral os cimentos dividem-se, em base a sua textura, em duas grandes categorias:

1) aqueles que tendem a contornar a superfície dos poros (de maneira contínua ou descontínua);

2) aqueles que tendem a preencher completamente os poros.

Os cimentos do tipo 1 tendem a ser relativamente precoces e incluem muitas variedades texturais: cimentos em menisco (descontínuos, concentrados nos contatos entre os grãos), microestalactíticos (descontínuos, também conhecidos como gravitacionais), sintaxiais (em continuidade ótica com o seu suporte), fibrosos, em paliçada, etc. Quando estes cimentos contornam poros intergranulares são denominados circungranulares (Moore, 1989).

Os cimentos do tipo 2 geralmente são posteriores aos do tipo 1, e sua feição textural característica é o mosaico, formado por cristais anedrais-subedrais, como consequência do seu crescimento competitivo. Os mosaicos formados por cristais cujos tamanhos são similares entre si denominam-se equidimensionais. Com frequência o tamanho dos cristais de um mosaico vai aumentando progressivamente desde as paredes do poro até o centro da cavidade, recebe então o nome de cimento *drusy*. Quando os cristais de um mosaico são tão grandes que englobam aos grãos, se lhes denomina poiquilotópicos (Martínez, 2007).

Conforme o ambiente diagenético de formação se tem diversos tipos de cimentos. Os cimentos marinhos são compostos principalmente de calcita LMC e aragonita sendo seus tipos texturais os seguintes: cimentos micríticos-peloidais, crostas fibrosas isópacas e colunares, agregados botroidais e rede de agulhas. Os cimentos meteóricos (vadosos e freáticos) apresentam os tipos menisco, mosaico *blocky*, mosaico *drusy* e microestalactítico. Os cimentos de soterramento profundo apresentam principalmente os tipos: calcita prismática

(*bladed*), mosaico esparítico grosso, doloesparítico, cimento de anidrita grossa e cimento poiquilotópico.

5.3.3.2 Compactação

Compactação se refere aos processos mecânicos e químicos gerados pelo aumento da pressão e temperatura causados pelo gradual aumento no soterramento (Flugel 2004). Esses processos são frequentes em rochas carbonáticas.

A compactação física, ou mecânica, se inicia logo após a deposição, enquanto a compactação química ocorre sob condições de soterramento profundo. A compactação mecânica produz, entre outros efeitos, empacotamento, fraturamento e rotação de grãos, além de impor, às vezes, uma redução de espessura em sedimentos lamosos, por desidratação, com redução de porosidade. A compactação química e a dissolução por pressão ocorrem sob soterramento e as feições mais comuns são *dissolution seams*, estilólitos e os contatos interpenetrativos de grãos (Bathurst, 1987).

5.3.3.3 Dissolução

A insaturação de fluidos nos poros, com respeito ao CaCO_3 , gera a dissolução dos constituintes metaestáveis das rochas carbonáticas, incluindo o cimento. A degradação de matéria orgânica é outro meio de dissolução de carbonatos, principalmente em ambientes diagenéticos meteóricos. A degradação da matéria orgânica existente nas camadas superiores do solo, gera gás carbônico, CO_2 (g). A solubilidade do gás carbônico em água é decorrente da sua pressão parcial, ou seja, com o aumento desta pressão, devido à decomposição da matéria orgânica, há um aumento na concentração do CO_2 dissolvido na água (CO_2 (aq)). O CO_2 (aq) reage com as moléculas da água dando origem ao ácido carbônico. Essa reação é típica dos anidridos (anidrido + água = ácido). Como todo ácido fraco, o ácido carbônico se dissocia, parcialmente, produzindo o ânion correspondente (bicarbonato) e o íon hidrônio (hidrogênio ácido). Esse hidrogênio ácido promove, então, a dissolução do carbonato. Por essa razão carbonatos são muito susceptíveis à dissolução, fato que explica a grande variedade de grutas e cavernas em depósitos calcários (Godoy, 2013).

5.3.3.4 Neomorfismo

De acordo com Tucker & Wright (1990), o termo foi cunhado por Folk (1965) e é definido como o fenômeno no qual dois minerais da mesma composição química, mas cristalográficamente diferentes, substituem um ao outro. Este processo se dá com a dissolução de um mineral ocorrendo ao mesmo tempo da precipitação do novo mineral, o qual preenche o espaço previamente ocupado pelo mineral dissolvido. Neomorfismo agradacional (Folk, 1965) é um tipo de recristalização coalescente em que o tamanho dos cristais cresce e os mosaicos mais finos são substituídos por mosaicos de granulometria mais grossa, se, formação intermediária de porosidade. Neomorfismo degradacional (Bathurst, 1987) pode ser associado ao processo de micritização, onde um cristal de determinado tamanho passa a ser composto por um agregado de cristais menores, ou seja, os cristais decrescem de tamanho.

5.3.3.5 Substituição

Processo no qual um mineral é substituído por outro de composição química diferente (Tucker, 1981), onde o nome do processo é dado pelo mineral que substituiu. O processo de substituição mais frequente é a dolomitização, embora a silicificação e a fosfatização também sejam substituições comuns.

Sobre a dolomitização, apesar da evolução do conhecimento no estudo dos carbonatos, a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) é um mineral não muito bem compreendido. Termodinamicamente, a dolomita deveria ser um estável e difundido precipitado da água do mar, mas fatores cinéticos, inibem sua formação (Sholle & Scholle, 2003). Dolomita verdadeira (estequiometricamente ordenada) com camadas completas de Mg^{2+} intercaladas com camadas de Ca^{2+} são raras em ambientes modernos, cujos cristais são pobremente ordenados e ricos em Ca^{2+} , caracterizando “protodolomitas”, com caráter instável, sendo, eventualmente, neomorfisadas.

Diversos modelos de dolomitização são propostos, entretanto, não está no escopo deste trabalho discutir os processos de formação de dolomita. Ainda assim, é importante salientar que, três fatores são importantes para o processo de dolomitização: uma fonte de Mg (geralmente água do mar), uma forma de mover grandes volumes de água através do pacote de rocha, e uma maneira de reduzir os fatores cinéticos que inibem a precipitação de dolomita.

Por isso, independentemente de como a dolomitização ocorre, tem-se ideia do que é necessário, em termos de “matéria-prima”, para a sua formação pelo processo de substituição.

Como regra geral, o tamanho dos cristais de dolomita, em rochas dolomitizadas, é uma função do número de sítios de nucleação e da taxa de crescimento cristalino. Conseqüentemente, rochas precursoras com granulometria mais fina (calcilitos, por exemplo) tendem a oferecer mais sítios de nucleação e, portanto, tendem a ser substituídas por cristais de dolomita menores e em maior quantidade (geram dolomitos finos), além de melhor preservar a petrotrama original, mesmo com a dolomitização (Scholle & Scholle, 2003).

O processo inverso à dolomitização, é chamado de dedolomitização. Essa substituição diagenética transforma os cristais de dolomita em calcita novamente, geralmente na presença de água meteórica, e frequentemente resultando em porosidade secundária. Ocorre comumente em ambientes diagenéticos marinho e meteórico, e pode indicar exposição subaérea e discordâncias (Flugel, 2004).

5.3.4 Porosidade

Embora haja elevado enfoque em tipos de grãos, cimentos e matriz, o que é de maior interesse para indústria, na realidade, é o entendimento da ausência destes componentes. Em outras palavras, a origem e a história de porosidade primária e secundária. A diagênese e a porosidade estão mutuamente relacionadas, em um sistema de causa e consequência.

A estrutura porosa ou espaço poroso num sistema real é dividido em corpo do poro (maior espaço vazio), e garganta (espaços que conectam os poros). A porosidade nas rochas pode ser do tipo primária, gerada durante a formação da rocha ou no final da deposição dos sedimentos, ou secundária originada por qualquer processo após da formação da rocha ou deposição dos sedimentos, como por exemplo, dissolução, tectonismo, etc.

Berryman & Wang (2000) evidenciam dois tipos de porosidade como frequentemente as mais importantes na escala de reservatório: a porosidade da matriz ou armazenamento, e a porosidade de fissuras ou fraturas. Além disso, de acordo com a sua condutividade a estrutura porosa, ela pode ser dividida em espaço poroso efetivo e não efetivo ou de armazenamento, sendo o efetivo que controla a permeabilidade, com maior sensibilidade às variações de esforços. O espaço poroso não efetivo é definido como aquele onde a velocidade do fluxo é muito menor do que 1% da velocidade média do fluido (Martinez, 2007).

A porosidade pode ser considerada uma componente petrológica muito importante, e que confere às rochas algumas propriedades: dureza, resistência, permeabilidade, e as torna adequadas para diferentes aplicações. Por isso, é de grande interesse estudar a influência da porosidade sobre o comportamento da rocha. A forte susceptibilidade dos carbonatos à dissolução, substituição mineralógica e recristalização parece permitir a geração de uma variedade de tipos e tamanhos de poros de irregular distribuição.

A classificação mais aceita e difundida de porosidade é a de Choquette e Pray (1970), e Sholle & Scholle (2003) apresenta um compilado dividindo a porosidade em três grupos (Fig. 21).

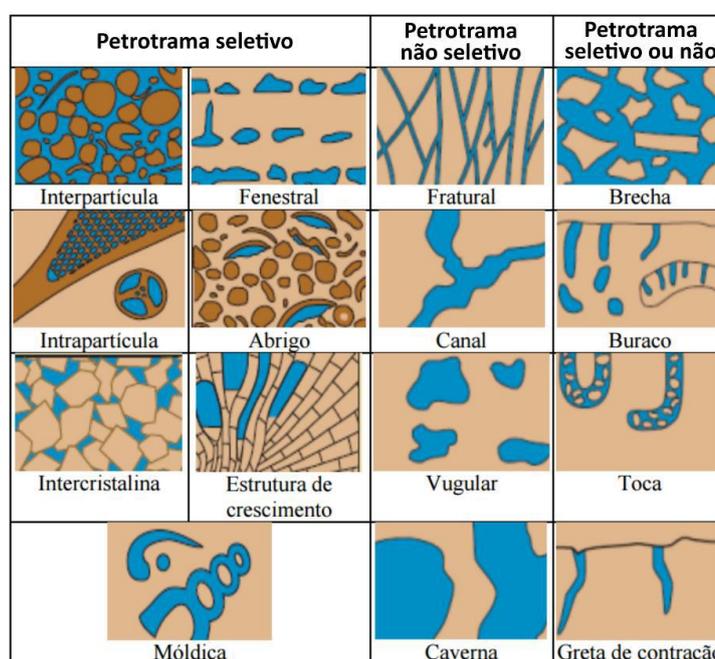


Figura 21 – Modificado de Sholle (2003) mostrando a representação de Choquette e Pray (1970) idealizada dos tipos de porosidade de acordo com a seletividade na petrotrama da rocha. A seletividade da petrotrama significa que a porosidade é controlada pelos grãos e elementos primários, e a porosidade não ultrapassa esses limites. Por outro lado, a não seletividade significa que a porosidade potencialmente “corta” e ultrapassa elementos primários e a trama deposicional.

No primeiro grupo, de petrotrama seletivo, os elementos que detêm a porosidade são os grãos, cristais e outras estruturas físicas, onde os poros não ultrapassam os limites primários desses elementos. Neste grupo, incluem-se porosidades:

- i. *Interpartícula* onde o espaço poroso é formado entre as partículas sedimentares, com um diâmetro de poro maior que 10 μm ;
- ii. *Intrapartícula*, onde o espaço poroso se forma no interior das partículas ou grãos das rochas, com um diâmetro de poro menor que 10 μm ;

- iii. *Intercristalina*, em que o espaço poroso é formado entre os cristais da rocha;
- iv. *Móldica*, formada pela remoção seletiva ou dissolução do material sedimentar (bioclástico ou não);
- v. *Fenestral*, este termo é usado para definir as aberturas maiores e mais longas que os interstícios formados pelos grãos das rochas, com diâmetros maiores a 100 µm;
- vi. *Shelter* ou abrigo, na qual as partículas cobrem a superfície da rocha em formação, deixando um espaço vazio formando o poro e evitando que seja preenchido por material mais fino;
- vii. *Growth*, ou estrutura de crescimento, que é um tipo de porosidade primária criada a partir do crescimento *in situ* da estrutura da rocha carbonática.

No segundo grupo, de petrotrama não seletivo, os poros não respeitam os limites dos elementos primários, atravessando-os. Neste grupo incluem-se as porosidades:

- viii. *Fraternal*, originada pelo faturamento da rocha, que pode induzir à formação de outros tipos de poros e aumentos significativos da permeabilidade;
- ix. *Canal*, que é aplicável a poros alongados com continuidade em uma ou vezes em duas dimensões com comprimento 10 vezes maior que a sua seção transversal;
- x. *Vugular*, com diâmetros maiores a 1 mm, não apresentando relação com a textura da rocha, e sendo formados geralmente por dissolução com um baixo grau de comunicação;
- xi. *Caverna*, este tipo de porosidade, originada por processos de dissolução, é caracterizada pelo maior tamanho, que são grandes cavidades ou cavernas.

No último grupo, o de petrotrama seletivo ou não, incluem-se as porosidades:

- xii. Em *brecha*, que acontece principalmente em zonas de falha, dissolução com fluxo de detritos e deslizamento ou deformação tectônica;
- xiii. *Boring* ou buraco, no qual os poros são criados por organismos em sedimentos relativamente rígidos;
- xiv. *Burrow* ou Toca, neste caso os poros também são formados por organismos, mas em sedimentos pouco consolidados;
- xv. *Shrinkage* ou gretas de contração, sendo estes vazios originados por processos de secagem que são associados com a ocorrência de gretas e fissuras de tamanho variável, que se apresentam majoritariamente em sedimentos finos (Rodriguez, 2006).

6 RESULTADOS

Embora Sliger (1957) não tenha confeccionado uma seção geológica, esta foi elaborada aqui utilizando o mesmo o mapa (Fig. 8) e algumas observações de campo que foram incorporadas à interpretação. O mapa geológico e a seção (Fig. 22) ajudam a entender como o falhamento local e a incisão fluvial levaram a exposição dos membros Morgan Creek, Point Peak e San Saba.

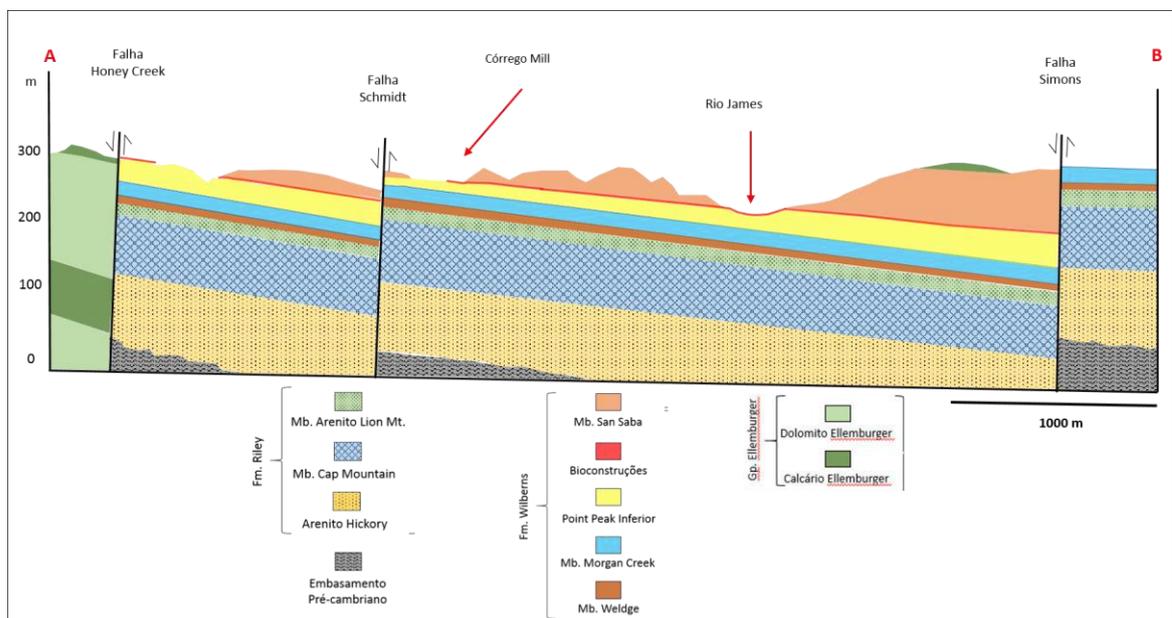


Figura 22 – Seção geológica confeccionada a partir do mapa geológico de Sliger (1957)

Esses afloramentos revelam cerca de 10 a 15 m da unidade microbial do topo do Mb. Point Peak cobrindo quase 25 km² (medido no mapa), baseado em observações sistemáticas através das escarpas e das ravinas que alimentam os rios principais. Particularmente na inflexão do rio James (Fig. 2b), a unidade microbial com biohermas inclui extensiva exposição do pavimento de bioconstruções individuais adjacentes à face das escarpas, fornecendo uma detalhada perspectiva 3D do complexo de recifes preservados ao longo de cerca de 0.25 km² e atingindo 15 m na sua porção central mais espessa, enquanto a Cobertura (Mb. San Saba) recobre toda essa unidade.

As exposições nas inacessíveis escarpas Zesch e Shepard (Fig. 2b) ao longo do Rio Llano fornecem a oportunidade de analisar características morfológicas dos calcários clásticos do Mb. San Saba e das bioconstruções no Membro Point Peak, praticamente em escala

sísmica com o uso do *drone*, enquanto os afloramentos acessíveis do Córrego Mill (Fig. 2b) e dos pavimentos permitem observações diretas e amostragem complementar.

6.1 O Mb. Point Peak e a Morfologia das Bioconstruções

O afloramento modelo usado para descrever as particularidades do Mb. Point Peak na região é a escarpa Zesch (Fig. 23). Nesta, o bioherma, denominado Mitch, fornece a completa estratigrafia e morfologia encontrada em praticamente todos os afloramentos.

A sequência de estratos sedimentares da porção inferior do Mb. Point Peak, subjacente aos microbialitos da sua porção superior, consiste predominantemente de siltitos e arenitos em camadas delgadas de possível composição mista carbonática/siliciclástica. Além disso, esses estratos mais antigos contêm *ripples* e *megaripples* simétricas e assimétricas com lâminas cruzadas (indicativos de correntes de maré), camadas com gradação normal de espessuras irregulares (interpretados como canais de maré que foram preenchidos por depósitos de tempestade) e grandes quantidades de oóides (indicando um ambiente de alta energia com proximidade da região de inframaré) (Droxler, 2015). Esses estratos são destacados por um tom esverdeado, evidenciando a presença ubíqua de glauconita, e são o resultado de uma configuração marinha costeira que, segundo Dravis (2015), representa um ambiente deposicional de inframaré/intermaré com relativa proximidade com a terra exposta (continente).

Imediatamente acima da sequência de estratos supracitada, mais ou menos na metade da face da escarpa, uma camada maciça de grainstone bioclástico alaranjado com cerca de 1-2 m de espessura, abruptamente contrasta com os estratos delgados de composição mista subjacentes da porção inferior do Membro Point Peak. Essa camada é interpretada como representando um ambiente de inframaré relativamente mais profundo e referido como “a troca” (ou *Switch*, termo cunhado em campo), marcando a base da porção superior do Membro Point Peak, ou seja, esse espesso pacote de grainstone esquelético marca o início de uma nova fase na evolução dessa unidade (Fig. 24). Esta transição clara de uma litologia mista carbonática-siliciclástica para depósitos puramente carbonáticos é interpretada como sendo de natureza transgressiva.

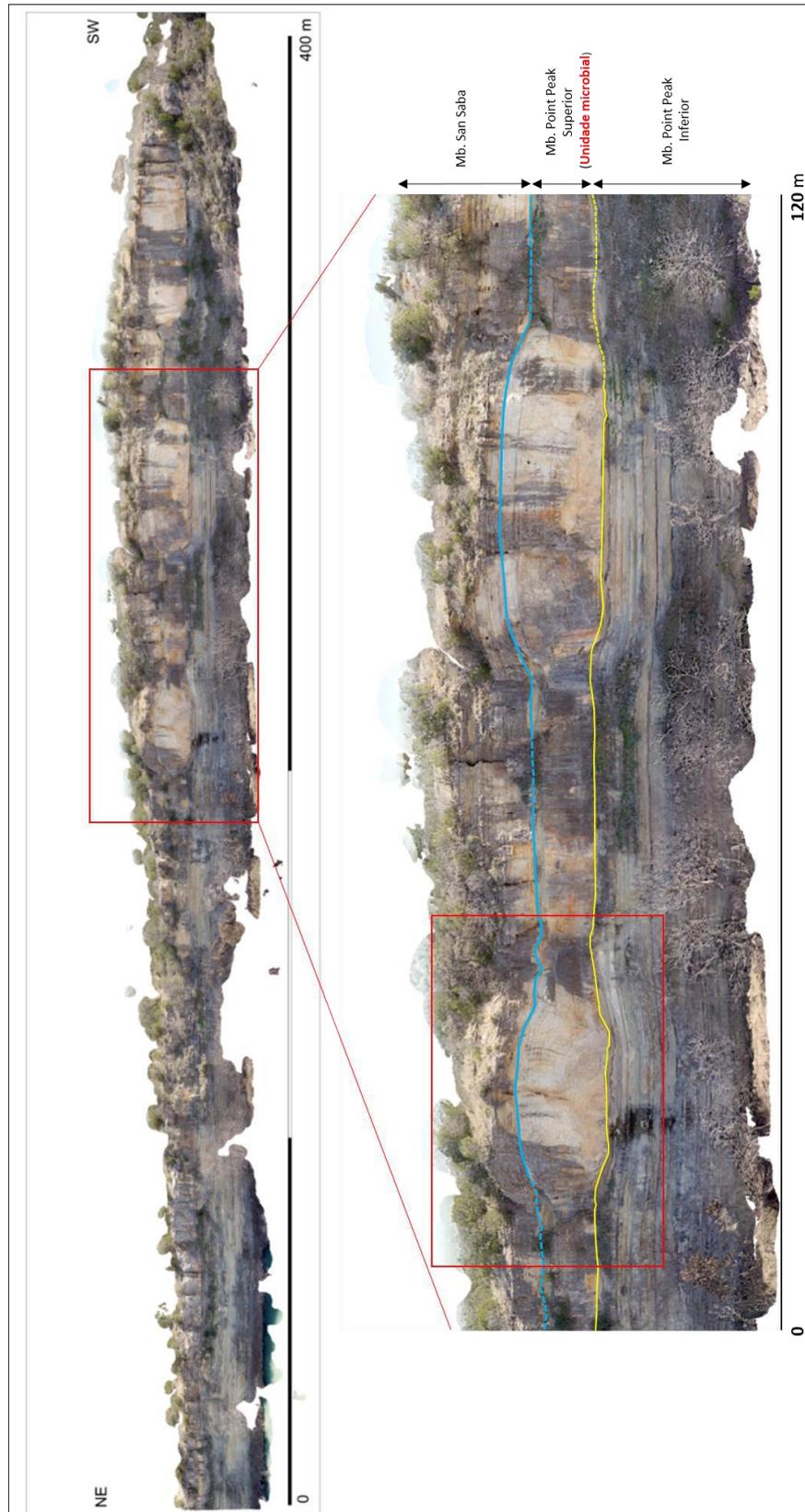


Figura 23 – Imagem adquirida com *drone* da Escarpa Zesch com destaque para a unidade microbial pertencente ao Mb. Point Peak e sobreposta pelo Mb. San Saba. O retângulo vermelho da imagem inferior destaca o bioherma Mitch que posteriormente será descrito com mais detalhe.

A base desse grainstone bioclástico representa o início do crescimento microbiano que eventualmente levou à formação de grandes bioconstruções na região. A superfície superior dos biohermas é uma delgada camada de calcissiltito, caracterizada, de um modo geral, por *onlap* sobre os biohermas, representando o limite superior do Membro Point Peak, que é subsequentemente “coberto” por uma série de camadas de calcário pertencentes ao Membro San Saba, que é a unidade do topo da Formação Wilberns (Fig. 24).

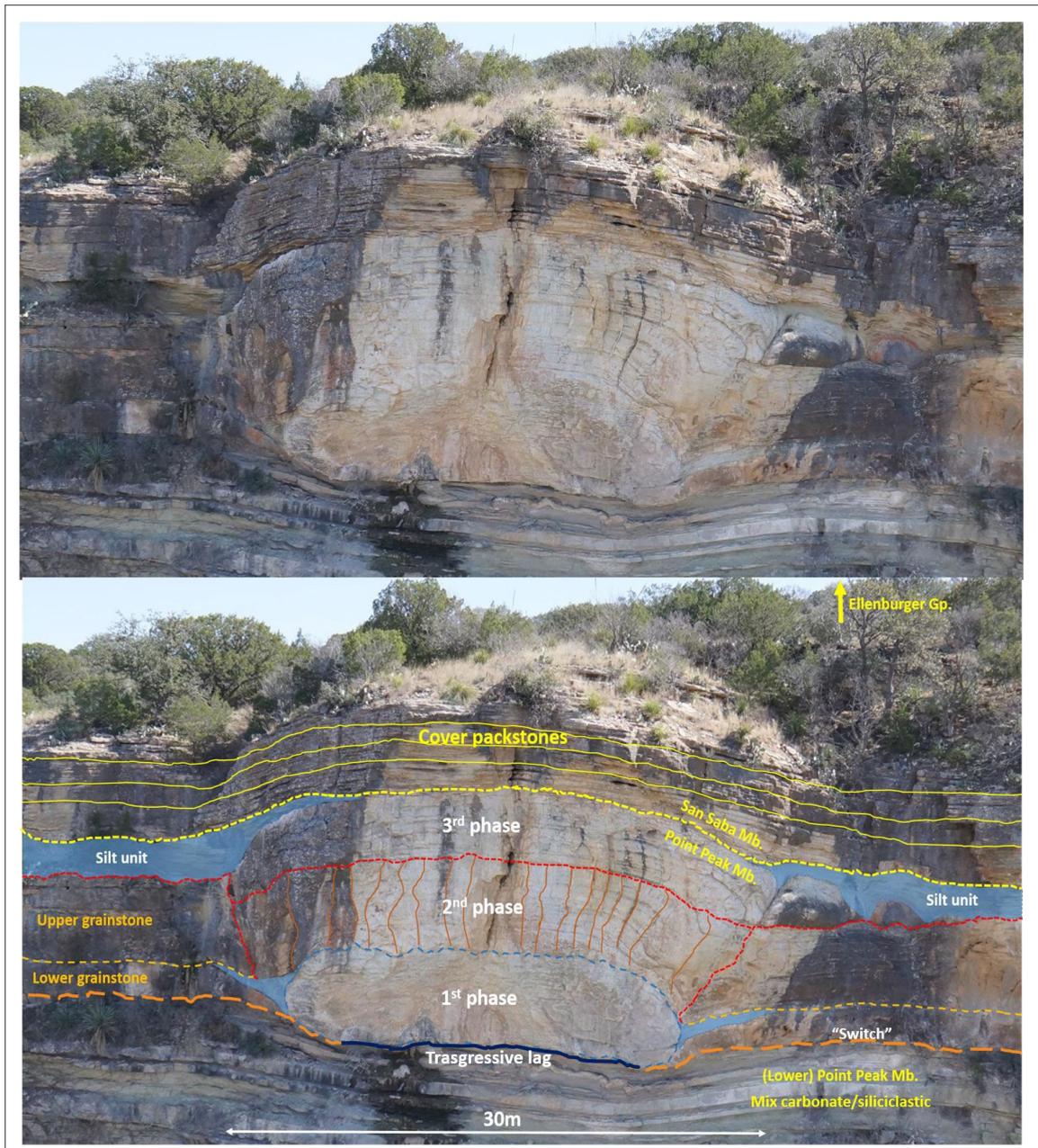


Figura 24 – Bioherma Mitch em imagem dupla destacando a interpretação a partir de dados adquiridos nos afloramentos estudados. Escala de 30 m é horizontal e vertical.

Interpretar o relevo sinóptico das bioconstruções com relação ao material circundante permite estabelecer uma relação entre a acomodação disponível para o crescimento contínuo e a natureza do crescimento microbiano. Assim, foi observado em biohermas individuais uma segmentação que diferencia três porções com características morfológicas distintas entre si. Essa segmentação sugere distintos mecanismos de gênese com relação ao meio e é interpretada aqui como uma sucessão particular de três fases de crescimento dessas bioconstruções de grande porte.

A Fase 1, doravante nomeada como fase de “colonização”, é definida por uma distinta casca ou crosta desenvolvida ao redor das suas margens externas. E, enquanto a de colonização inicialmente cresce contemporânea aos grainstones bioclásticos adjacentes, uma sedimentação fina e de composição mista carbonática-siliciclástica substitui esses grainstone, e “onlapam” a casca ou crosta trombolítica, marcando o fim do crescimento dessa fase. A segunda fase de crescimento dos biohermas, ou Fase 2, ocorre sobre a Fase 1 e é definida por “agradação vertical” e “expansão lateral” das colunas de estromatólitos que, distintamente interagem de forma ativa com o material intercolunar de granulometria mais grossa. A Fase 3, é definida pelo “capeamento” do corpo das bioconstruções e é sobreposta (com terminações em *onlap*) por sedimentação fina de composição mista carbonática-siliciclástica, similar àquela presente no fim da Fase 1, indicando o fim do crescimento microbial. Essas três fases observáveis no conjunto dos afloramentos são caracterizadas mais detalhadamente a seguir.

- Fase 1 – Fase de Colonização:

A primeira fase tem como marcante característica um fino conglomerado basal composto por intraclastos, referido como *flat-pebble conglomerate*, termo criado por Sepkoski (1982). Esses finos pavimentos de seixo fino (intraclastos) micríticos e/ou peloidais atuam como uma espécie de substrato no qual microbialitos preferencialmente se estabelecem e crescem. Esses intraclastos resultam provavelmente da erosão e do retrabalhamento de material de granulometria fina previamente depositado e parcialmente cimentado no fundo marinho.

Um enorme matacão, que na verdade é um único bioherma, que se desprende da face da escarpa no Córrego Mill e se depositou com 90° de caimento, oferece acesso único a sua base e, conseqüentemente, ao estudo do início do processo de “colonização” (Fig. 25).

Adicionalmente, pequenos biohermas “embriônicos” (termo de campo dado às pequenas bioconstruções que começaram a fase de colonização sobre camadas de intraclastos, mas por alguma razão desconhecida não evoluíram para as fases 2 e 3 para gerar um bioherma de grande porte, característico da região) foram analisados no pavimento rio James (Fig. 26). A análise litológica desses intraclastos, revelam que sua origem está vinculada ao material de composição mista (carbonática-siliciclástica) que antecede a “troca” (ou *switch*) mencionada anteriormente. Essa “troca” em que sedimentos mais finos e de composição mista dão lugar para o grainstone que inclui os microbialitos, levam a interpretação destes conglomerados finos intraclásticos – que atuam como o substrato preferencial dos organismos colonizadores – como *lags* transgressivos.

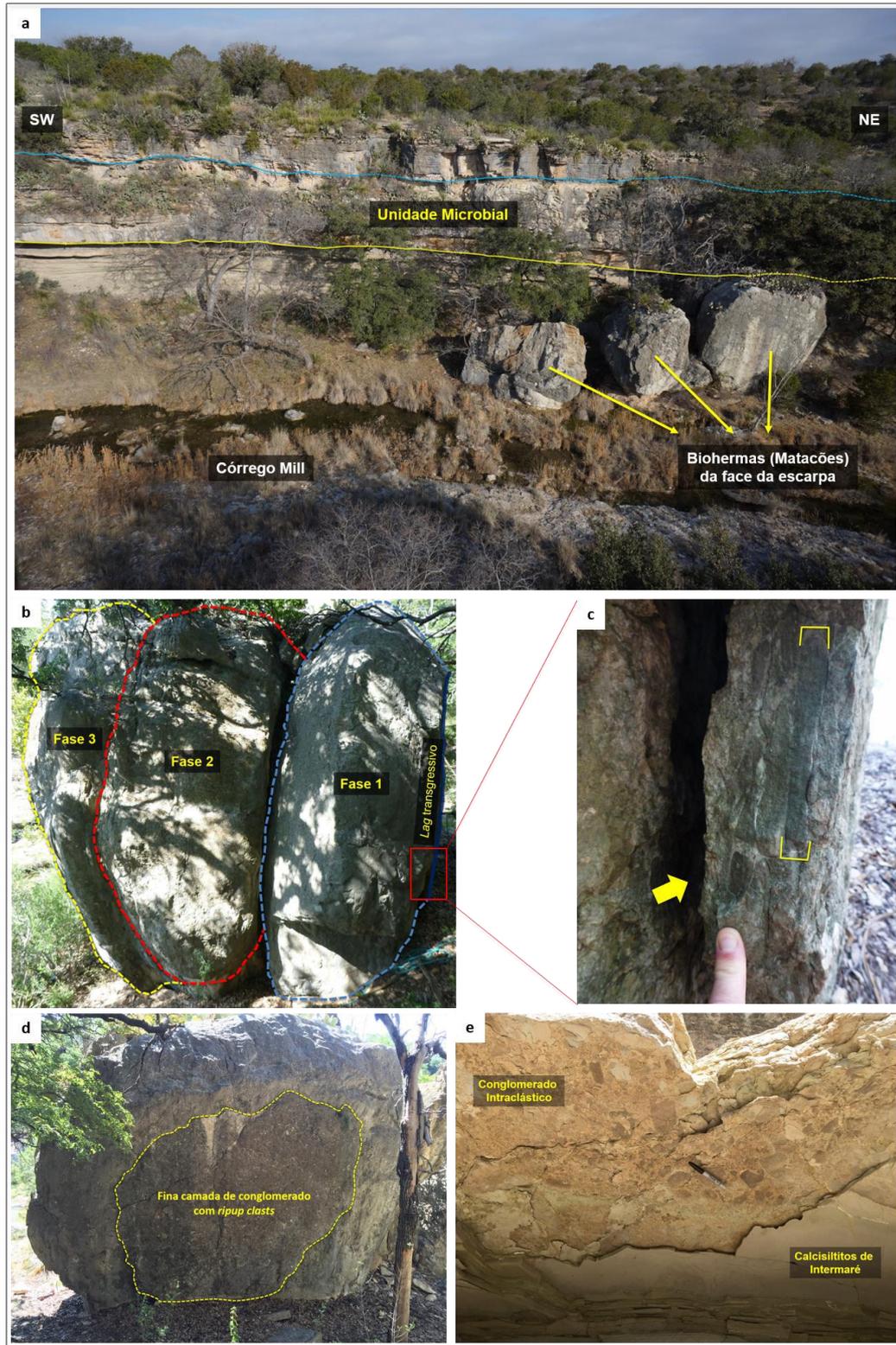


Figura 25 – Afloramento do córrego Mill onde os matações se desprenderam da face da escarpa e rolaram se depositando-se a 90° da posição original. Em a) Imagem panorâmica feita com *drone* destacando a unidade microbial cronocorrelata àquela da face das escarpas Zesch e Shepard. Nota-se ainda os três matações (biohermas) rolados. Em b) visão lateral do matação rolado no qual se identificam as três fases de crescimento das bioconstruções. Em c) zoom no conglomerado intraclástico da base do bioherma interpretada como *lag* transgressivo, e d) é a mesma camada observada perpendicularmente a sua base. Em e) a base conglomerática com os *ripup clasts* visíveis observados de baixo para cima, na escarpa de onde o bioherma desprendeuse.

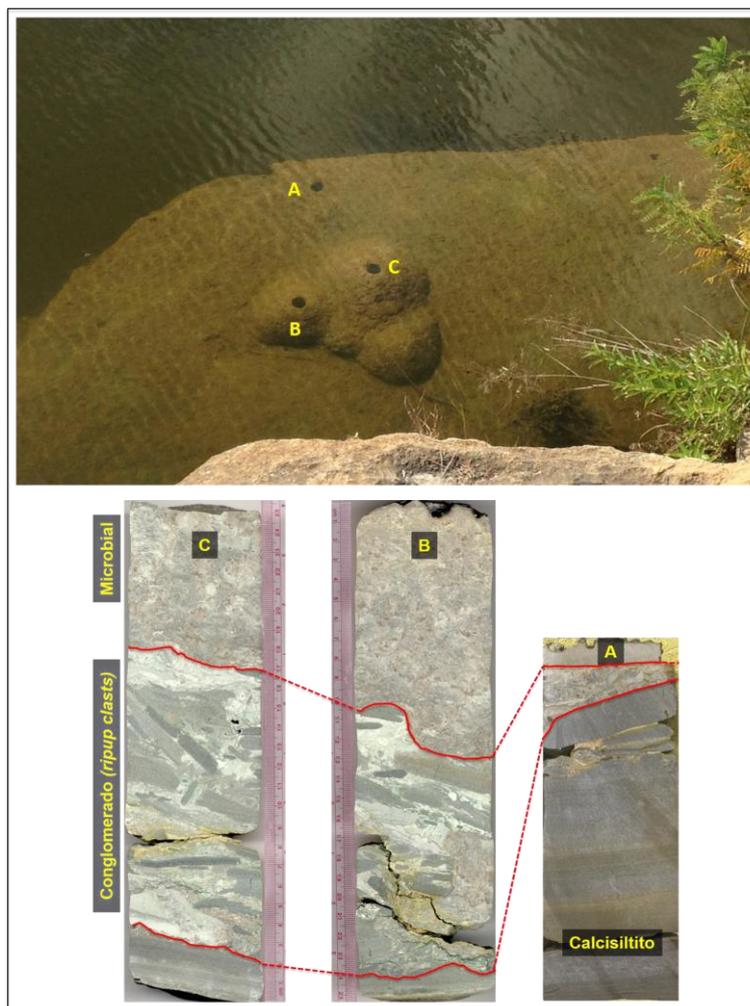


Figura 26 – Biohermas embriônicas (que começaram a fase de colonização sobre camadas de intraclastos, mas não evoluíram para as fases 2 e 3 para gerar um bioherma de grande porte) na margem do rio James cujos pequenos testemunhos reforçam a presença de uma base conglomerática como substrato para desenvolvimento microbial. A imagem foi tirada de cima do bioherma gêmeo (descrito no item 6.1.2). Como escala, a distância entre os furos B e C é de pouco mais de 1 m. O testemunho C tem 25 cm de comprimento.

A fase 1, de “colonização”, aflora com melhor qualidade no pavimento do rio James nos quais numerosas bioconstruções individuais são lateralmente bissectados em níveis variáveis em conjunto com biohermas menores que representam o crescimento completo da fase 1. O corte H1 (Figs. 27 e 28) mostra horizontalmente a mesma morfologia observável verticalmente nas faces das escarpas ao longo do rio Llano (Zesch e Shepard). Adicionalmente, o corte transversal lateral e vertical H2 documenta variações temporais no crescimento através de uma fase 1 inteiramente formada. Ambos são complementados pelo corte vertical e horizontal H3, que materializa a transição do interior da fase 1 para a casca, ou crosta trombolítica, topo da fase 1.

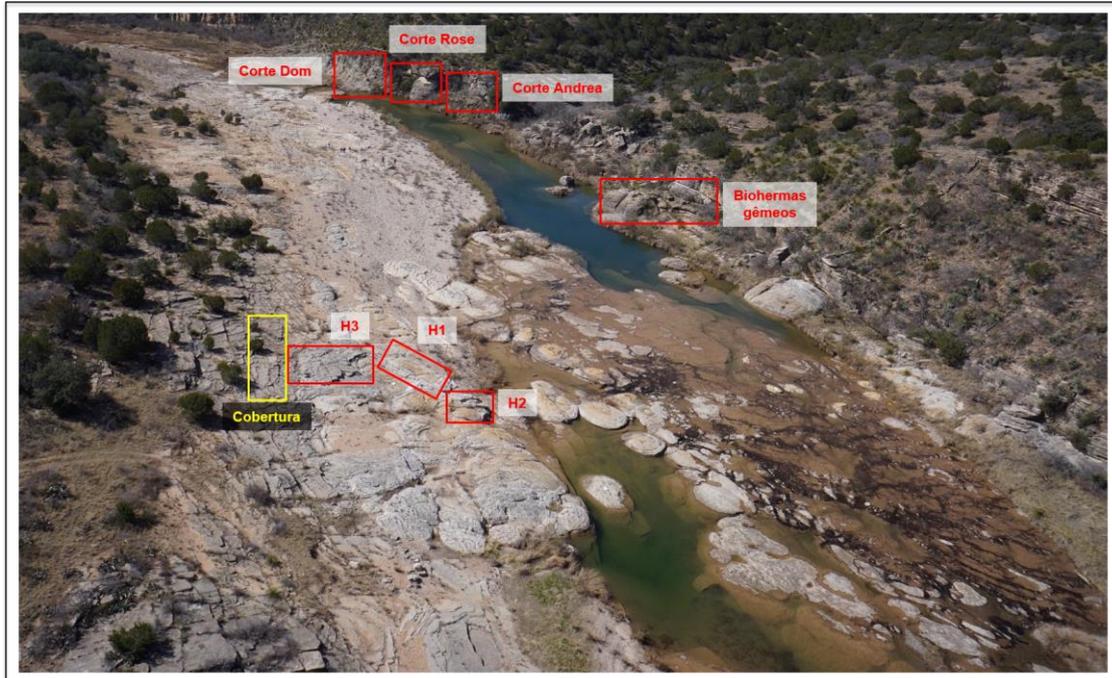


Figura 27 – Imagem panorâmica do pavimento do Rio James onde estão destacados os afloramentos desse trabalho. Repare nas formas circulares e ovaladas das bioconstruções no pavimento. Como escala, pense que uma caminhonete de grande porte se encaixa com folgas dentro do retângulo vermelho que individualiza o corte H2.



Figura 28 – Cortes H1, H2 e H3 destacando a morfologia da Fase 1 (de colonização) onde o interior estromatolítico e oxidado (alaranjado) é capeado pela crosta trombolítica de menor porosidade e organização.

O interior da fase 1 é composto por múltiplas colunas de estromatólitos que, por conta da oxidação, tornam-se alaranjadas (Figs. 28 e 29), e com o espaço entre as colunas preenchido predominantemente por sedimentos de granulometria fina. Já a margem externa possui textura trombolítica com evidências de crescimento de organismos identificados como *Girvanella* e *Renalcis* (Spince, 1997) (Fig. 30). Muitas vezes, uma fina capa desenvolvida ao redor de colunas individuais é visível nos afloramentos. Observações da litologia sugerem que a oxidação do interior vem da possível presença de Fe-dolomita, enquanto que a crosta trombolítica, predominantemente calcítica, mantém-se inalterada. A dolomita aparece como um mineral diagenético que substitui os minerais de calcita incorporados ao crescimento microbiano por meio do trapeamento, enquanto a impermeável e altamente cimentada crosta trombolítica resulta da precipitação bioinduzida, inibindo a percolação de fluidos diagenéticos (Droxler, 2015). Isso explicaria a aparente baixa porosidade da crosta trombolítica em relação ao interior da fase 1. Essa diferença de porosidade pode ser atribuída à diferença textural entre materiais trombolíticos (menos porosos) e estromatolíticos.



Figura 29 – Visão do corte H1 (bioconstrução da direita) e de mais outros dois biohermas bissectados mostrando a diferença de cor dada pela oxidação do material mais dolomitizado do interior da fase 1 em contraste com as porções cinzas da crosta trombolítica ao redor. A linha tracejada amarela destaca o contato entre os dois materiais de composição distinta. Como escala, um grupo de pessoas no canto superior direito

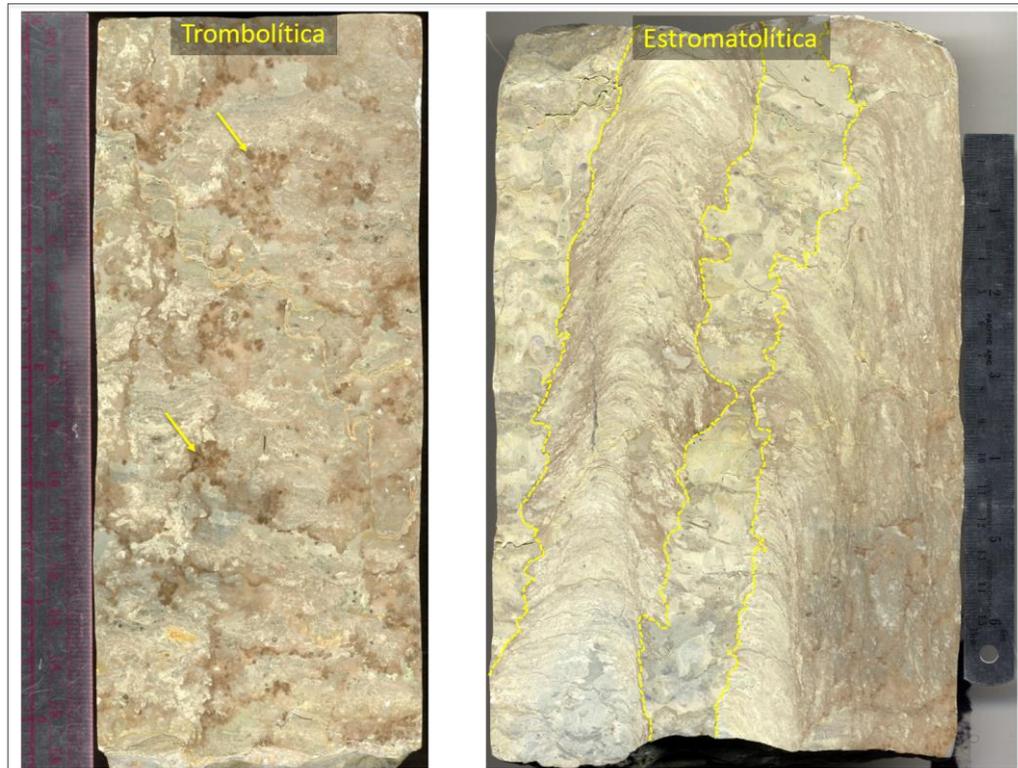


Figura 30 – Testemunhos da crosta trombolítica e do interior da fase 1, respectivamente. No testemunho com textura trombolítica as setas amarelas apontam para aglomerados de cor escura interpretados como calcimicróbios *Girvanella* e *Renalcis*, fundamentais para o crescimento trombolítico (Spince, 1997). O segundo testemunho destaca a laminação característica dos estromatólitos, o que confere maior porosidade ao material.

A transição dos estratos intercolunares de grainstone oolítico mais grosso e grainstone bioclástico, para uma litologia fina e mista carbonática-siliciclástica, indica uma mudança nas condições energéticas ao fim da fase 1, que pode ter resultado de uma variação climática ou do nível relativo do mar. A análise de proporção de sedimentos carbonático/siliciclástico feita por Pulkit Sigh (ainda não publicado) no material misto de granulometria fina, indica uma redução de 90% para 20% de carbonato total, sugerindo que um evento de raseamento, ou redução do nível relativo do mar, reduziu a energia das marés concomitantemente com a redução da distância para a linha de costa, o que permitiu o influxo de material siliciclástico no sistema, o que finaliza a primeira fase de crescimento.

- Fase 2 – Fase de agradação vertical e expansão lateral.

A fase dois é marcada pelo crescimento lateral e vertical de colunas de estromatólitos que podem coalescer para formar corpos individualizados. Além disso, a morfologia contrastante da fase 2 consiste na interação sistemática com o material intercolunar, o grainstone oolítico bioclástico de granulometria mais grossa. A análise dos afloramentos revela uma interação dinâmica na qual os sedimentos interagem de maneira ativa com a fase

microbial claramente em crescimento, enquanto em outras porções pode-se observar um contato nítido entre os dois materiais (sem interação aparente). São observados altos níveis de incorporação de material no interior da fase microbial que podem estar relacionados a natureza interpenetrativa de relação entre essas duas litologias. Enquanto a crosta trombolítica presente na fase 1 não ocorre na fase 2, finas envoltórias calcíticas podem se desenvolver ao redor de estromatólitos individuais.

Essa fase aflora inteiramente na face da escarpa dos rios Llano e James, que oferece a sua melhor exposição. E o corte transversal dos biohermas Gêmeos, bioherma Andrea (Fig. 31), e do Don foram utilizados para estudo sistemático dessa fase intermediária. Cronocorrelato à fase 2, ocorrem dois níveis de grainstone, um inferior, e um superior. O inferior, já descrito previamente, tem espessura quase que constante variando sempre em torno de 1,20 m. Já a camada superior varia consideravelmente, chegando a estar ausente em alguns afloramentos.



Figura 31 - Corte Andrea (superior) e Rose na margem do rio James (Fig. 27), com destaque para as fases 2 e 3 que afloram concomitantemente junto aos seus respectivos materiais cronocorrelatos entre os biohermas. Os

cortes têm continuidade horizontal e são ligados entre si, onde a imagem superior é a porção sul, e a inferior, norte do afloramento completo. As legendas explicativas podem ser extrapoladas para a imagem inferior de acordo com as cores, que são equivalentes em ambas as fotos. Como escala, o professor André Droxler na primeira imagem, e o autor na segunda.

A fase 2 possui um aspecto de crescimento lateral que ocorre através das colunas de estromatólitos que materializam episódios de progradação microbial (Fig. 32). A interface de contato entre os grainstones e o corpo bioconstruído, propriamente dito, apresenta variações de direção de crescimento ou decréscimo do aporte sedimentar, fato que permite o desenvolvimento microbial frente ao supostamente constante aporte de material clástico. O testemunho da figura 31 foi perfurado no contato do material intercolunar e a fase 2 microbial, possibilitando a análise dessa relação de interpenetração entre os dois materiais.

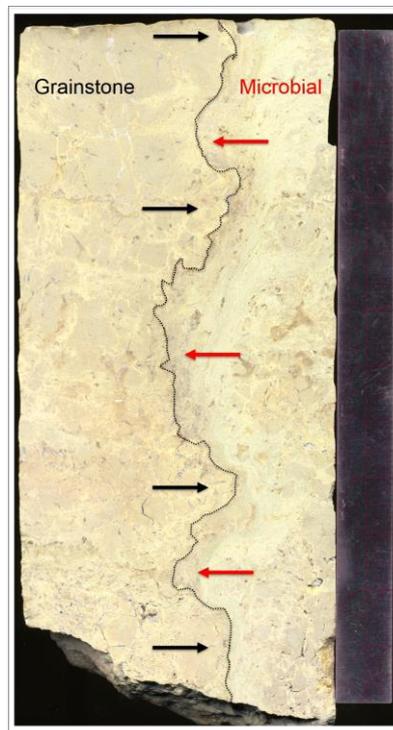


Figura 32 – Testemunho perfurado no contato entre a fase 2 e o grainstone cronocorrelato no corte Andrea (Fig. 31). A figura destaca a resposta morfológica diante de episódicos momentos de progradação microbial. Essa relação de interpenetração pode ser vista em outros afloramentos.

Esse crescimento lateral algumas vezes pode extrapolar para os sedimentos intercolunares, resultando em perfis que lembram um favo de mel ou um *grid* nas bioconstruções causados pela erosão diferencial e elevando ainda mais o nível de porosidade do material estromatolítico. Uma camada de composição altamente oolítica (grainstone superior) caracteriza o fim da fase 2. Indicado pelo nível de oxidação presente, a fase 2 foi mais dolomitizada do que a fase 1. A razão da ausência de uma crosta trombolítica na fase

dois não está no escopo deste estudo, embora a variação da acomodação possa ter papel fundamental.

A natureza de crescimento dessa fase é pensada aqui como o resultado de episódicas variações no nível relativo do mar onde o crescimento microbial estromatolítico experimenta periódicas “pausas” na criação da acomodação, resultando em crescimento lateral quando perde criação de acomodação, e crescimento vertical quando o oposto ocorre.

- Fase 3 – Fase de capeamento

A última fase de crescimento observada, cresce sobre a fase 2 e encerra o padrão de evolução dessas bioconstruções. Essa fase lembra muito a capa, ou crosta trombolítica da fase 1 (Fig. 33), e também é muito cimentada com porosidade aparentemente baixíssima. Entretanto, há evidências (oriundas do mesmo estudo de proporção carbonato/siliciclástico feito por Pulkit Sigh, candidato de Mestrado da Rice University) de que o influxo de sedimentos terrígenos é muito maior durante a sedimentação da fase 3 do que durante a sedimentação da crosta trombolítica da fase 1, alcançando menos de 20% de carbonatos.

Embora tenha sido generalizado que o material fino (calcissiltito ou marga) correlato à fase 3 entre os biohermas tenha terminação caracterizada como um *onlap* sobre o capeamento trombolítico, há evidências de que, ao invés de uma terminação com este padrão, esse material simplesmente recobre os biohermas como um conjunto de camadas delgadas, cuja arquitetura presente é o resultado de compactação diferencial (Fig. 34), gerada durante a diagênese. Como o recife carbonático tem maior competência comparado com o calcissiltito, este se deformou mais, gerando uma possível interpretação errônea quando observado em duas dimensões, como é o caso das escarpas Shepard e Zesch (Fig. 23 e 24).

Não há sedimentação de material intercolunar nessa fase, visto que o material é puramente trombolítico e não apresenta organização textural típica das colunas de estromatólitos da fase 2, por exemplo. Há um crescimento sinóptico de cerca de 2 a 3 m durante o crescimento das bioconstruções da fase 3 atribuído aqui como o resultado do ganho de acomodação como resposta ao aumento do nível relativo do mar. O material rico em silte de composição novamente mista, e ausência de qualquer material mais grosso, recobre essa última fase de crescimento microbial e marca o encerramento da atividade de origem autóctone no registro da Formação Wilberns.

Posteriormente, de forma não erosiva, os calcários do Membro San Saba, no topo da Fm. Wilberns, materializam o início de uma sedimentação puramente clástica que será abordada no item 6.2.



Figura 33 – Parte do testemunho perfurado na fase 3 de “capeamento” com textura trombolítica e laminação estromatolítica incipiente. São destacados micro-organismos atuantes no crescimento microbiano já mencionados como sendo os calcimicróbios *Girvanella* e *Renalcis*.

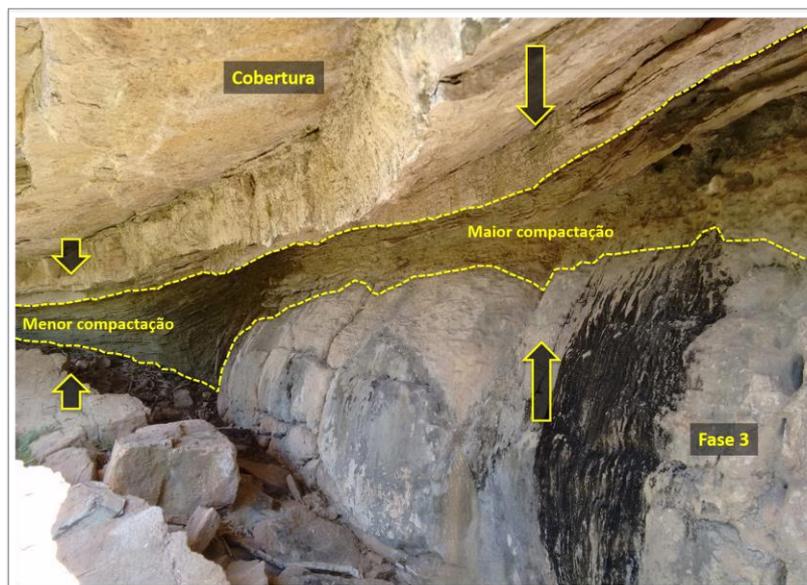


Figura 34 – Afloramento ao norte do corte Andrea no qual é possível observar a continuidade do pacote de calcissiltitos sobre a fase 3, fim do crescimento do bioherma. Ao invés da terminação em *onlap* sobre a fase 3, ocorre o completo soterramento da bioconstrução. A análise sugere que o *onlap* observado em alguns afloramentos, principalmente na face das escarpas Zesch e Shepard podem ser erroneamente interpretados. A feição é causada pela compactação diferencial como resposta às diferentes competências dos materiais. Enquanto o pacote de calcissiltitos entre os biohermas sofre menos com os efeitos da compactação, a porção sobre os biohermas é completamente espremida devido a maior competência da crosta trombolítica sotoposta. Como escala, a altura da foto corresponde a aproximadamente de 2 m.

6.1.1 O padrão fractal da fase 1 dos recifes de Mason

O termo “fractal” está relacionado a objetos que são invariáveis com a mudança de escala (Turcotte, 1991). Muitos fenômenos e processos geológicos não variam mesmo quando é alterada a escala de observação. Quando o carbonatólogo holandês Wolfgang afirma em seu trabalho, Schlager (2004), que “...pelo menos em escalas de tempo de 10^3 - 10^6 anos, sequências e tratos de sistemas são características fractais escala-invariantes...”, ele quis dizer que, o nível do mar responsável pela formação dessas características no registro estratigráfico, varia com as horas, dias, meses, décadas, milênios, e assim sucessivamente, permitindo a identificação de tratos e sequências em diferentes escalas dentro de um limite. Portanto, um objeto de caráter fractal pode ser individualizado invariavelmente com a escala, desde um microstromatólito circular, até um recife com dezenas de metros.

Relações de escala podem ser notadas no pavimento do rio James e estão particularmente relacionadas as exposições da fase 1 supracitada. Essa restrição à fase 1 ocorre ou porque a fase 1 está mais exposta nos pavimentos e possibilita maior área de visualização, ou porque suas características são intrinsecamente fractais.

As ortoimagens obtidas, com resolução de 1 cm, permitem identificar as bioconstruções individuais em, pelo menos, quatro escalas distintas (Fig. 35), na qual as bioconstruções crescem e coalescem para formar estruturas individuais maiores. É mais provável que esse crescimento ocorra da maior escala (4º ordem) para a menor escala (1º ordem) e as dimensões parecem variar com um fator de 5. Além disso, a grosso modo, é possível estabelecer dois *trends* de orientação das bioconstruções, um NE e outro SE. O significado de cada uma dessas direções, se é que elas existem, ainda não está claro, mas podem indicar orientação de crescimento segundo a direção de paleocorrente vigente.

A partir do observado, é prudente afirmar que, a fase 1 é realmente a única fase exposta em grandes proporções em planta, e suas características individuais sugerem uma geometria fractal associada. Entretanto, é preciso que mais estudos sejam feitos visando entender as características dos fractais associados a recifes. Esse campo de pesquisa pode revelar padrões que permitam quantificar as bioconstruções e, quem sabe, servir como ferramenta para a caracterização de reservatórios carbonáticos num futuro próximo.

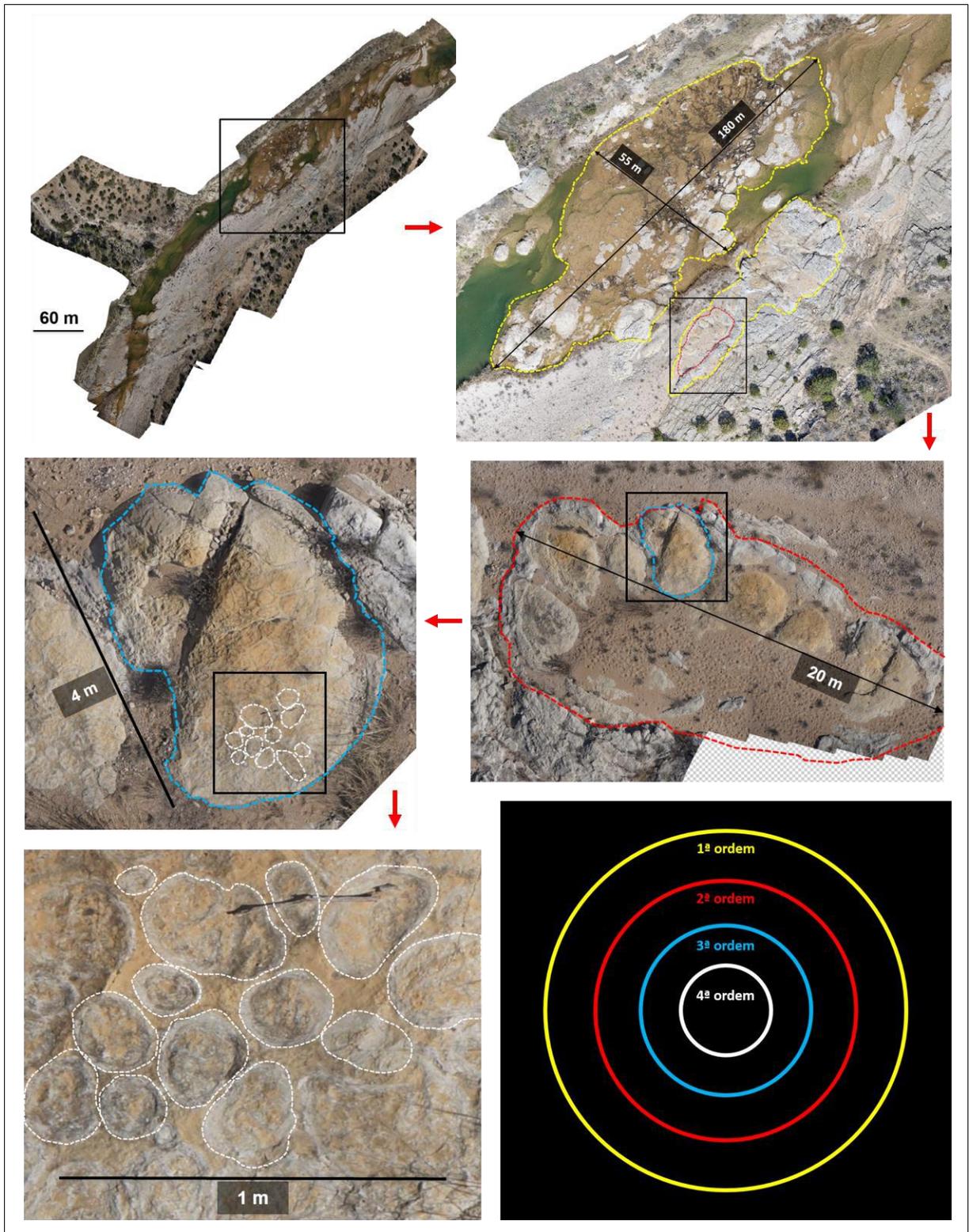


Figura 35 – Pavimento do rio James apresentando o padrão de fractais que pode ser acompanhado no esquema acima como uma evolução de escala menor para uma escala maior, mostrando a bioconstruções em corte circular e geometria fractal. O esquema final ilustra as ordens das bioconstruções em termo de escala. Isso mostra que as bioconstruções de Mason têm o mesmo padrão independentemente da escala abordada.

6.1.2 Biohermas Gêmeos

Na margem oeste do rio James, o corte dos biohermas Gêmeos (Fig. 27) ilustra com qualidade algumas das características do material entre os biohermas, principalmente da fase 2.

A organização espacial do afloramento consiste, basicamente, em dois grandes biohermas com cerca de 3 e 6 m de altura alinhados perpendicularmente a linha da margem do rio com uma distância de cerca de 7 m entre si (Fig. 36). O espaço entre os biohermas é preenchido por uma *megaripple* com tamanho equivalente a uma duna subaérea. Essa megaestrutura é composta por calcarenitos bioclásticos e oolíticos com texturas de wackestone, packstone e grainstone, e calcários heterolíticos correlatos a fase 2, diferentemente do que foi observado na face da escarpa Zesch, local onde foram observados apenas dois espessos pacotes de grainstones. Dois perfis detalhados gerados a partir da interpretação dos flancos norte e sul dos biohermas gêmeos (Fig. 37) mostram que a organização estratigráfica da área é um pouco mais complexa do que se havia pensado, embora o mesmo padrão de fases de crescimento se mantenha constante.

A *megaripple* apresenta cerca de 10 m de comprimento (grosseiramente medida com imagem aérea) ao longo do eixo da corrente. Sua altura depende da forma do substrato anterior e é estimada aqui como variando entre 2 e 3 m. O que seria equivalente à sua face barlavento é repleto de pequenas ripples assimétricas (Fig. 36) e todas as estruturas indicadoras de corrente tem sentido sul.

A base do perfil (Fig. 38) se inicia com uma fina camada de menos de 2 centímetros de calcário rico em intraclastos peloidais (*flat pebble ripup clasts* similares aos que formam o substrato para os biohermas iniciam seu crescimento). Os pacotes de calcarenito bioclástico são caracterizados por três fácies, de acordo com a proximidade com os biohermas: proximal, intermediária e distal. A fácies proximal é fortemente inclinada ($\sim 45^\circ$) de forma radial em direção ao bioherma, muito rico em matriz micrítica e no limite entre clasto e matriz suportado. Contém *ripples* assimétricas e laminação cruzada nas porções de granulometria menor. A fácies intermediária, tem menor inclinação em direção aos biohermas e contém muito menos matriz, sendo predominantemente bioclástica. A fácies distal é sub-horizontal composta por grãos arredondados e bem selecionados com pouquíssima matriz micrítica.

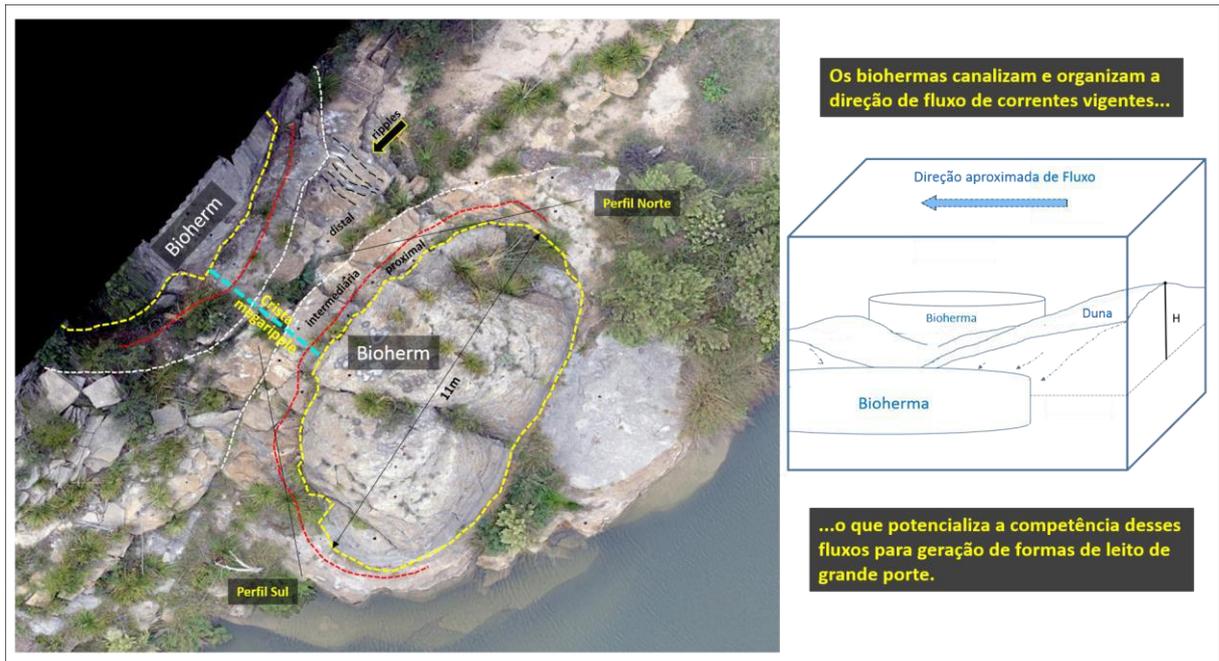


Figura 36 – Figura interpretativa da organização dos biohermas Gêmeos. As duas retas de cor preta nos flancos do bioherma principal mostram os traços aproximados dos perfis Norte e Sul. A linha azul mostra a localização do que seria a crista da megaripple. Na parte central superior, linhas pretas tracejadas mostram a crista de pequenas *ripples* assimétricas no que seria equivalente a face barlavento dessa *megaripple*. As linhas tracejadas vermelha e branca separam aproximadamente o que seriam as fácies proximal, intermediária e distal dos estratos entre as fases de crescimento dos biohermas. A figura do lado direito mostra de forma simplista e esquemática como essa megaripple está inserida no contexto das bioconstruções.

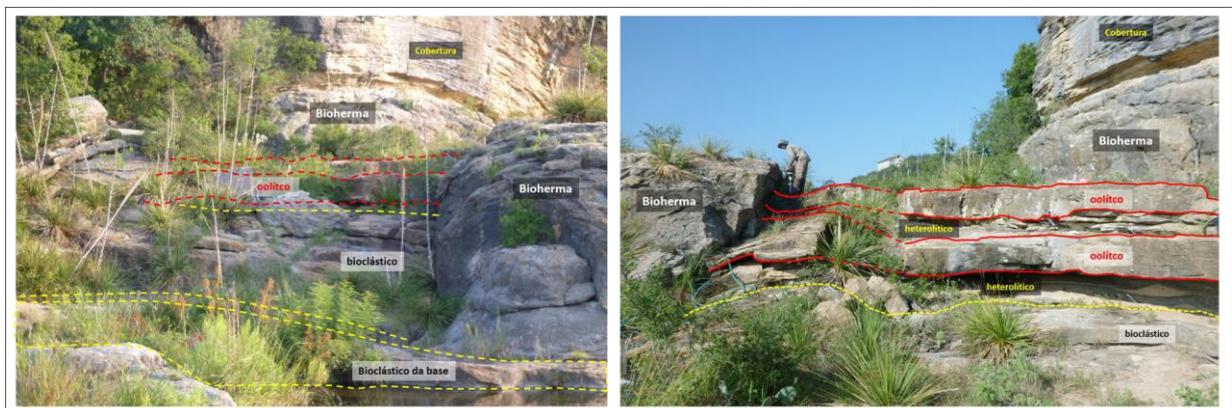


Figura 37 – Flancos sul (esquerda) e norte interpretados em afloramento.

Os calcários heterolíticos foram assim nomeados pois constituem-se de uma sistemática intercalação calcarenitos muito finos e calcissiltitos com alguma ocorrência de sedimentos siliciclásticos tamanho silte. São predominantemente não esqueletais. As delgadas lâminas de calcarenito fino formam pequenas *ripples* e são constituídas de minúsculos fragmentos cimentados e dolomitizados não identificáveis em estereomicroscópio. A camada de siltito varia muito em espessura podendo alcançar 5 cm.

Os pacotes de calcarenito oolítico formam o mesmo padrão de zoneamento de fácies que variam com a distância dos biohermas. Entretanto, a aparência textural é muito mais evidente do que nos calcarenitos bioclásticos. A fácies proximal consiste em um wackestone, a fácies intermediária um packstone e a fácies distal, um grainstone. Nenhuma dessas litologias tiveram suas descrições embasadas em lâminas delgadas. Apenas um estereomicroscópio foi usado em amostras de mão coletadas aleatoriamente dos estratos supracitados.

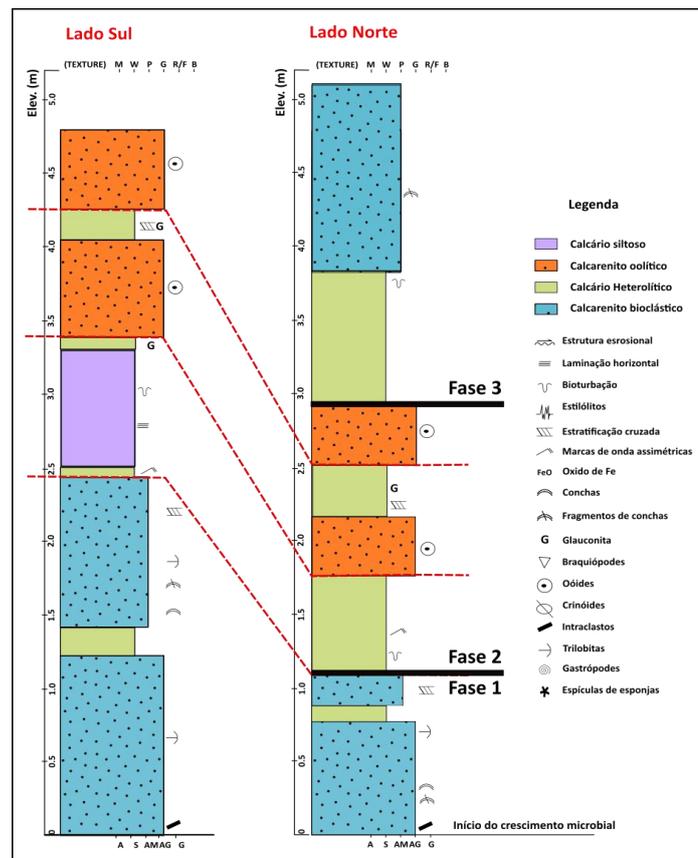


Figura 38 - Perfis dos flancos sul e norte do corte dos biohermas gêmeos na margem oeste do Rio James. As três fases de crescimento dos biohermas estão associadas as litologias correlatas.

A *megaripple* foi assim interpretada pois análogos muito parecidos ocorrem nas Bahamas atualmente (Droxler, 2015). Parece que os biohermas interferem nos fluxos das correntes podendo canaliza-los, aumentando sua magnitude. Desta forma, as formas de leito podem não condizer com o potencial energético dos fluxos de uma região, ou seja, em locais aonde existem bioconstruções com relevo sinóptico positivo no leito marinho, podem ser encontradas formas de leito incompatíveis com o regime de fluxo vigente.

6.2 O MEMBRO SAN SABA (COBERTURA)

O último conjunto de estratos estudados neste trabalho é aquele referente ao Membro San Saba, topo e última unidade da Formação Wilberns. De acordo com o que foi visto até agora, a Cobertura imediatamente sobrepõe a fase 3 de crescimento das bioconstruções (Fig. 24), entretanto, ela pode sobrepor-se a fase 1 e 2, visto que, o crescimento dos biohermas parece poder ser interrompido em qualquer uma das três fases, ou simplesmente não evoluir.

A cobertura corresponde por uma unidade carbonática claramente de origem clástica, diferentemente do caráter autóctone das bioconstruções do Mb. Point Peak. Seus estratos são quase sempre arqueados em forma de domo ou cuia devido à compactação, que molda o conjunto da cobertura sobre as bioconstruções da unidade inferior (Figs. 24, 31, 37 e 39). Seus estratos têm espessura que comumente varia entre 8 e 20 cm e apresentam-se muito coesos e cimentados (Figs. 39 c e d). Porções friáveis são raras, ocorrendo apenas sob efeito de pedogênese.

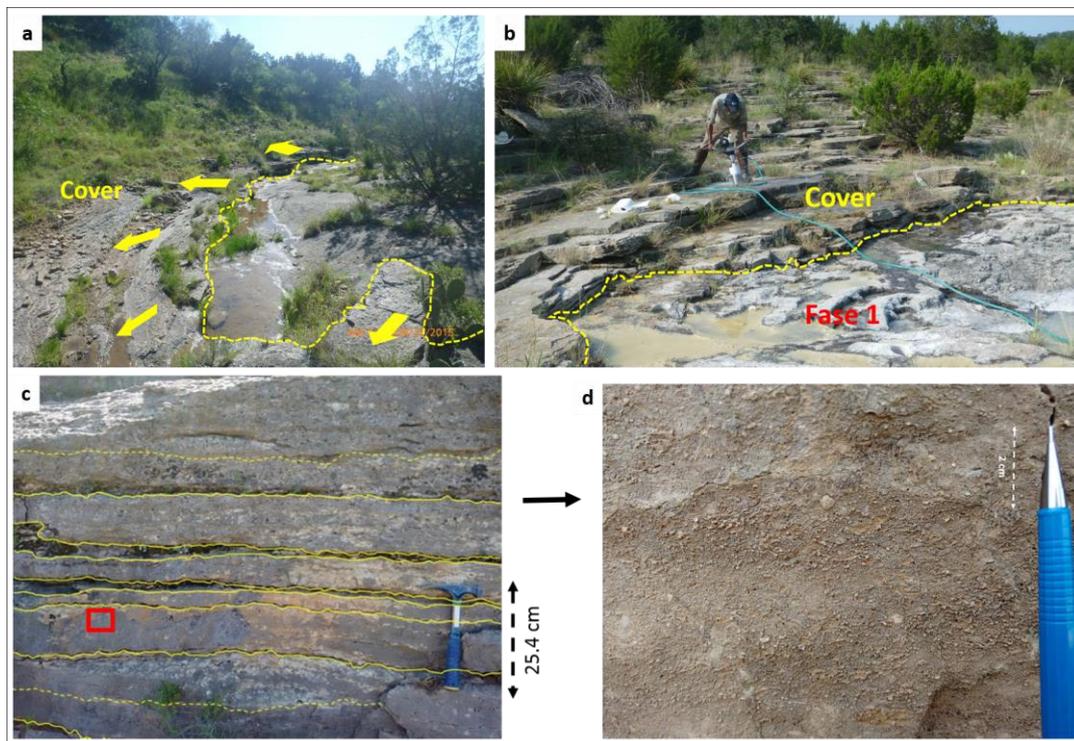


Figura 39 – Características da cobertura em afloramento. Em a) caimento radial divergente das camadas da cobertura moldada pela compactação diferencial. Em b) mesma feição mostrando o contato entre a cobertura e a fase 1 na margem leste do rio James. Em c) espessura das camadas da cobertura. Em d) zoom referente ao polígono vermelho da figura c mostrado o aspecto textural desses calcarenitos.

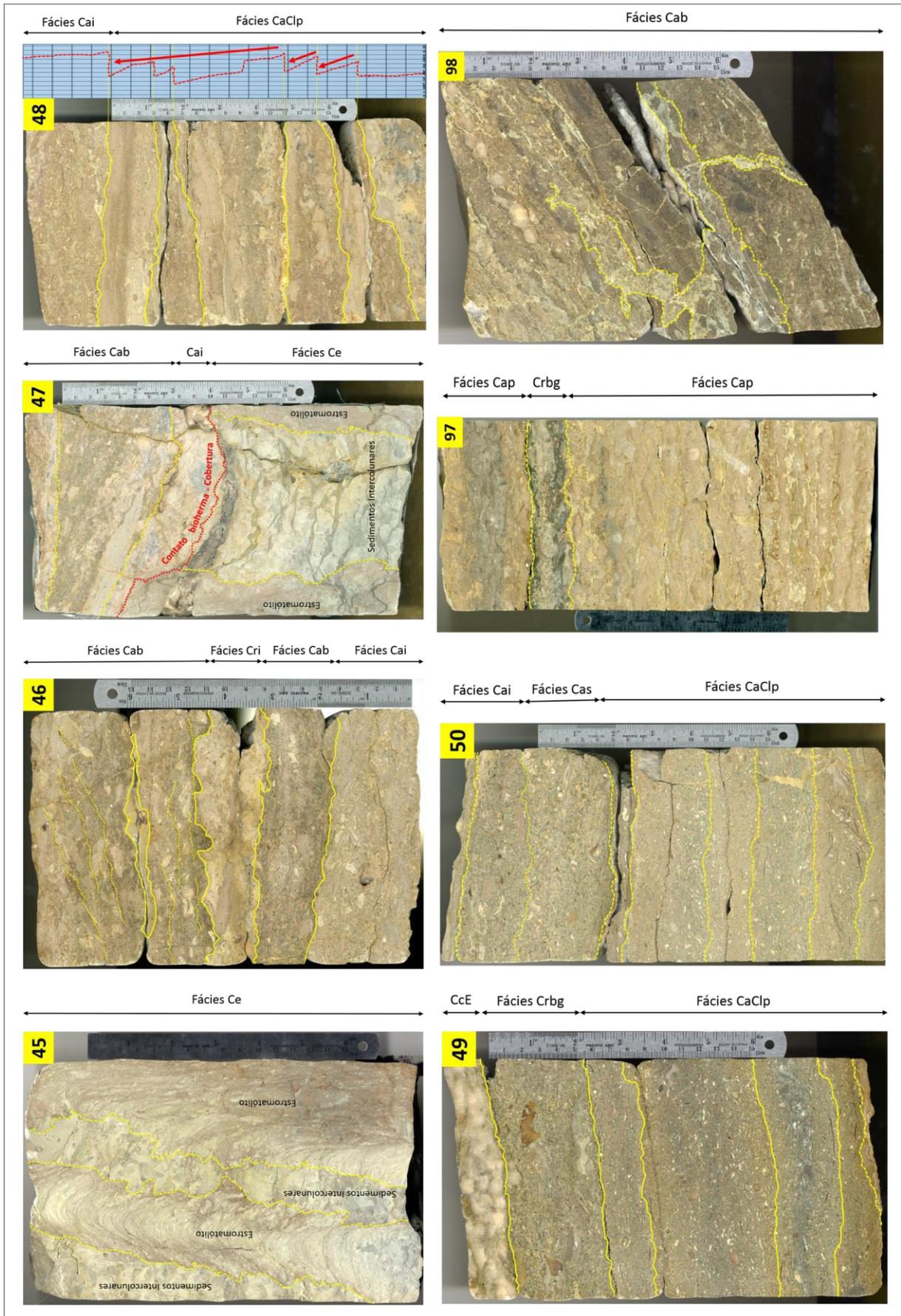


Figura 40 – Testemunhos interpretados

6.2.1 CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA: TESTEMUNHOS

Os testemunhos estudados foram obtidos no pavimento do rio James (Figs. 2b e 27) e sua interpretação (Fig. 40) permitiu a geração de uma tabela de fácies baseada na descrição dos mesmos. Cada uma das fácies foi nomeada segundo critérios próprios, não seguindo modelos pré-estabelecidos de descrição facirológica, pois julgou-se mais apropriado para este estudo. O testemunho #45 foi feito sobre as bioconstruções como comparativo e o testemunho #47 abrange o contanto entre a cobertura e as bioconstruções. A descrição detalhada de cada uma delas começa a seguir.

6.2.1.1 Fácies Calcário Estromatolítico (Ce)

- Diagnose: Calcário estromatolítico associado a sedimentos intercolunares clásticos.
- Descrição:

A fácies Ce consiste em uma rocha de cor predominantemente castanha acinzentada – *Grayish orange pink* (5YR 7/2) – quando em laminação estromatolítica, e cinza bem claro – *Very light gray* (N8) – em porções localizadas. Na sequência de testemunhos, esta fácies possui cerca de 42 cm de espessura, constituindo cerca de 20,3% da sucessão analisada. As estruturas presentes são basicamente caracterizadas por colunas de estromatólitos com altura da ordem de 30 cm, e cerca de 4,5 cm de espessura, lâminas cônicas muito bem marcadas que variam de tamanho sub-milimétrico até cerca de 4 mm com tendência de espessamento em direção ao topo. Essa laminação pode ser incipiente, como no testemunho #47. De acordo com Spince (1997), agregados de filamentos do calcimicróbio *Girvanella* podem constituir partes destes estromatólitos.

A fácies em questão constitui o testemunho #45 de forma integral, e quase a metade do testemunho #47. Embora não pertença a Cobertura propriamente dita, a caracterização dessa fácies faz parte do contexto geral da base do Mb. San Saba na região. O contato entre estas bioconstruções e o material que os circundam (sedimentos intercolunares), tem caráter variável, podendo ser regular, irregular (dentilhado) ou, por vezes, difuso (Fig. 41). O contato superior dessa fácies é gradacional com o calcarenito intraclástico sobreposto da fácies Cai

(Calcarenito intraclástico), enquanto o contato inferior não pode ser descrito, visto que, a sequência de testemunhos não atinge a base das bioconstruções estudadas em campo.

O material entre os estromatólitos colunares é caracterizado por um calcarenito mal selecionado bioturbado com fragmentos alongados de trilobitas (até 5 mm) e outras conchas de difícil identificação. Pelóides e grãos revestidos (até 4 mm de diâmetro), provavelmente oóides e pisóides, também são encontrados com relativa frequência. Níveis intercalados de calcilitos de até 4 mm de espessura interagem lateralmente com os estromatólitos (Fig. 42). Estas rochas mistas de granulometria mais fina têm coloração esverdeada e estabelecem claramente uma relação temporal de deposição no ambiente de formação dessas bioconstruções, como ocorre na fase 2 (Fig. 32), embora apresentem características de fluxo ou compactação de caráter diagenético. Feições pós deposicionais incluem nódulos de pirita com cerca de 2 mm aleatoriamente distribuídos nos calcilitos e poucos estilólitos.



Figura 41 – Imagem da Fácies Calcário Estromatolítico retirada do testemunho #45. É possível observar a laminação intercalada entre material escuro (matéria orgânica oriunda da decomposição de cianobactérias) e claro (carbonato de cálcio precipitado) na coluna de estromatólito na parte esquerda da figura. Ainda nesta porção, ocorrem microestilólitos que acompanham a forma cônica das lâminas estromatolíticas. A linha vermelha no centro e no canto inferior direito materializam o contato entre as colunas de estromatólitos e os sedimentos intercolunares caracterizados por calcarenito clástico bioturbado, constituídos de bioclastos, intraclastos e alguns grãos revestidos. Os pequenos “buracos” espalhados caracterizam-se por porosidade gerada após a dissolução diagenética. A altura da foto corresponde a 4,5 cm.

Segundo o caráter autóctone evidenciado pelos estromatólitos bem preservados, essa rocha pode ser classificada, segundo Folk (1962), como um biolito, embora existam sedimentos clásticos entre as bioconstruções. Dunham (1962) classificaria essa rocha como

boundstone, segundo seu caráter biogenético. Para Embry & Klovan (1971) e Wright (1992), essa rocha poderia ser chamada de *bafflestone*, visto que, as bioconstruções influenciam nos fluxos hidrodinâmicos vigentes, tendo como resposta as peculiaridades dos sedimentos entre elas, como é o caso da *megaripple* (Fig. 36 e 37). Embora não tenha sido mencionada anteriormente, a classificação de Terra *et al.* (2010) parece consistente para este tipo de rocha, que seria denominada um *estromatolito*, por ser um depósito com estrutura laminada, convexa, com evidências de crescimento vertical de origem biológica.

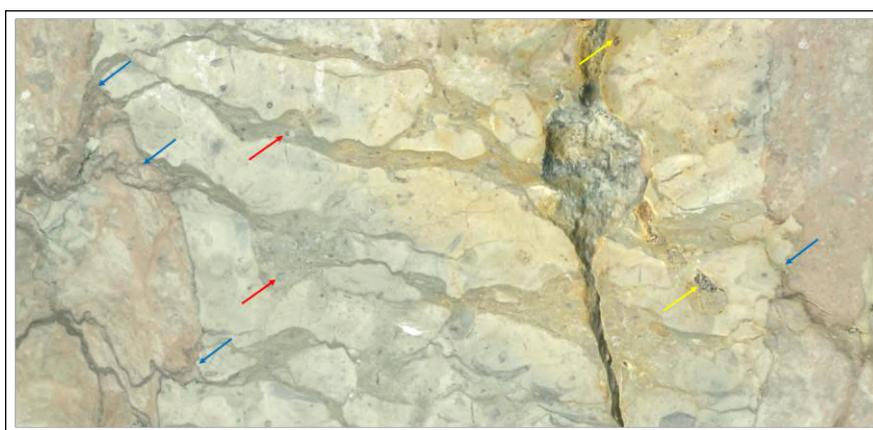


Figura 42 - Imagem da fácies Calcário Estromatolítico no testemunho #47. O material com tonalidade acastanhada nas extremidades direita e esquerda da foto constituem o material estromatolítico in situ com laminação incipiente. O material no centro da foto caracteriza a sedimentação intercolunar. Observa-se a ocorrência de finas camadas de calcilutitos com texturas que, embora não deposicionais, variam de mudstone a wackestones. As setas vermelhas indicam grãos aloquímicos revestidos (provavelmente oóides). As setas azuis indicam a interpenetração e relação desse material mais fino com as bioconstruções estromatolíticas. Já as setas amarelas, indicam sinais de oxidação tardia, marcando eventos meteóricos após o soerguimento na fase telogenética. A altura da foto corresponde a 5,5 cm.

Não foram realizadas lâminas nessa fácies, entretanto, com uso do estereomicroscópio é possível observar a alternância de lâminas escuras e claras claramente de origem biogênica, por vezes com textura grumosa, níveis mais granulares representando aporte externo, cimentados por calcita espática. Observa-se também, uma porosidade fenestral com pequenas cavidades concentradas nas lâminas mais claras formadas por calcita, entretanto sem conectividade aparente entre os poros.

- Interpretação

Por ser constituída por bioconstruções colunares laminadas, essa fácies implica na necessidade de luminosidade suficiente para o crescimento microbiano, portanto, há a restrição de ambientes subaquosos de águas rasas, visto a grande dimensão das bioconstruções observadas nos afloramentos. A alternância de calcarenitos e calcilutitos que caracteriza o

material que preenche o espaço entre as colunas de estromatólitos é provavelmente gerada por correntes oscilatórias durante a variação em um possível ambiente de inframaré. Nos estromatólitos colunares, as lâminas escuras representam possivelmente a concentração de cianobactérias decompostas, enquanto as lâminas claras são formadas pelo trapeamento e captação por precipitação de carbonato de cálcio durante a vida desses microorganismos fotossintetizantes (Srivastava, 2016). A interação lateral que ocorre entre os sedimentos intercolunares e os estromatólitos pode ser atribuída à variação de acomodação durante ciclos de alta frequência do nível relativo do mar nessa plataforma epicontinental cambriana.

6.2.1.2 Fácies Calcarenito Intraclástico (Cai)

- Diagnose: Calcarenito intraclástico
- Descrição:

Fácies caracterizada por calcarenito intraclástico de cor cinza claro amarronzado – *Light brownish gray (5YR 6/1)* – com textura maciça e consequente ausência de estruturas sedimentares. Compreende cerca de 16 cm dos testemunhos representando algo em torno de 8% da sucessão estudada. Fácies macroscopicamente mal selecionada (Fig. 43) e, embora a presença de pelóides, grãos revestidos e fragmentos de conchas (principalmente trilobitas e moluscos) seja bastante representativa, os componentes aloquímicos mais abundantes nessa fácies são os intraclastos, que podem chegar à quase 22 mm no seu eixo maior.

Microscopicamente, esses calcarenitos intraclástico apresentam textura deposicional de packstone. Gastrópodes, trilobitas, e crinóides figuram como os principais elementos esqueletais (Figs. 44a, b e c), bem como a presença de alguns poucos organismos de classificação problemática, caso da *Nuia sibirica*, que será descrita na fácies CICap (item 6.2.1.6). Em contrapartida, os elementos não esqueletais mais comuns são os intraclastos (Figs. 44c e d), que variam de forma, tamanho e composição, bem como os pelóides (Figs. 44a e d), que tem granulometria mais ou menos homogênea por toda a rocha. Os intraclastos peloidais muitas vezes perfazem a maioria das ocorrências desses elementos, embora os intraclastos inteiramente micríticos com fósseis também ocorram com frequência. A micritização é um processo recorrente nessa fácies, visto a grande quantidade de bioclastos parcial ou completamente transformados em micrita, na qual suas formas externas encontram-se relativamente preservadas (Fig. 44c).

Os elementos pós deposicionais diagenéticos estão predominantemente relacionados a compactação química e física, e ao processo de dolomitização, que afeta cerca de 15% (visualmente estimado) da fácies. Os cristais de dolomita configuram-se em textura planar-e com romboedros variando de subédricos a euédricos (Fig. 44b, e), e cimentação calcítica entre cristais individuais. Ocorre dissolução seletiva das dolomitas criando porosidade intracristal (Fig. 44f) E essa pode ser atribuída ao possível estágio de soerguimento e diagênese telogenética (Scholle, 2003). A dissolução química representada pelos estilólitos geralmente segue as superfícies de contato dos intraclastos, e quase sempre os cristais de dolomita ocorrem preferencialmente sobre os estilólitos (Fig. 44E), sugerindo uma relação temporal em que o evento da dolomitização é posterior ao de estilolitização. A glauconitização (Fig. 44E) e silicificação comumente ocorrem, sendo a calcita substituída pela sílica em forma de calcedônia “zebrada” (Fig. 44G).

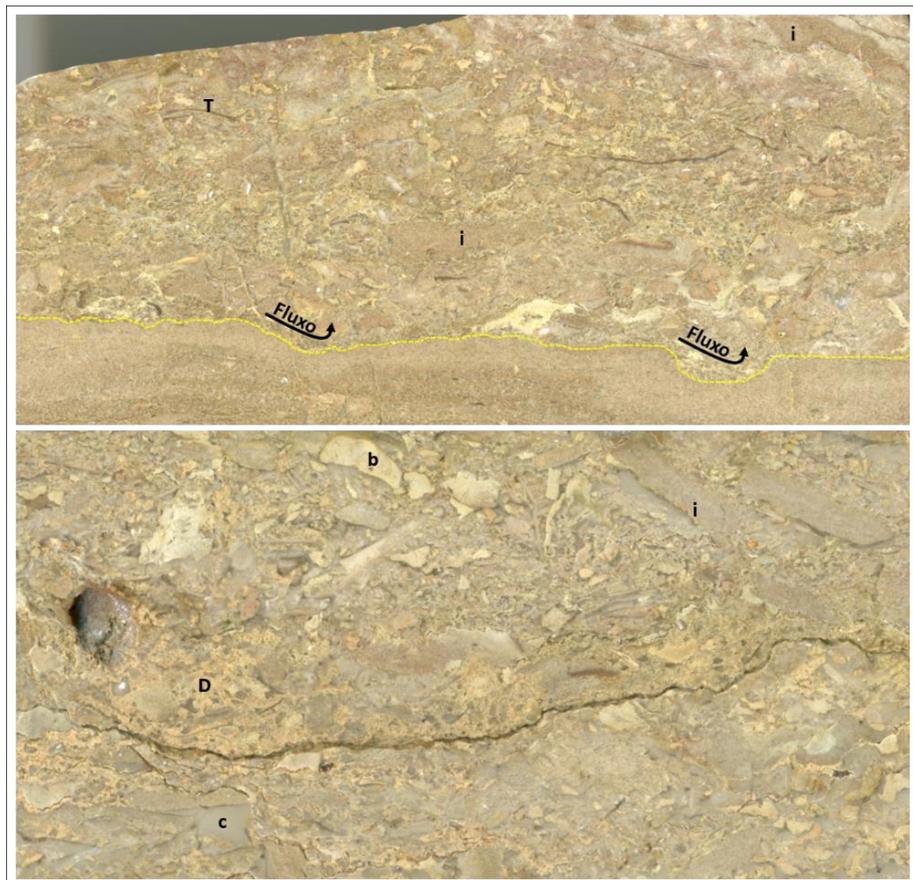


Figura 43 - Fácies calcarenito intraclástico (Cai) nos testemunhos #46 (inferior) e #48. As letras em preto representam: (i) intraclastos; (T) fragmentos de trilobitas; (b) bioclastos; (c) cimento calcítico, e (D) dolomitização. Destaca-se também o caráter erosivo da fácies Cai sobre a fácies CICap. Os intraclastos micríticos e peloidais da fácies Cai (*ripup clasts*) provavelmente derivam das fácies de granulometria menor dos estratos subjacentes após eventos que geram fluxos de mais alta energia. Altura de cada imagem é 4 cm.

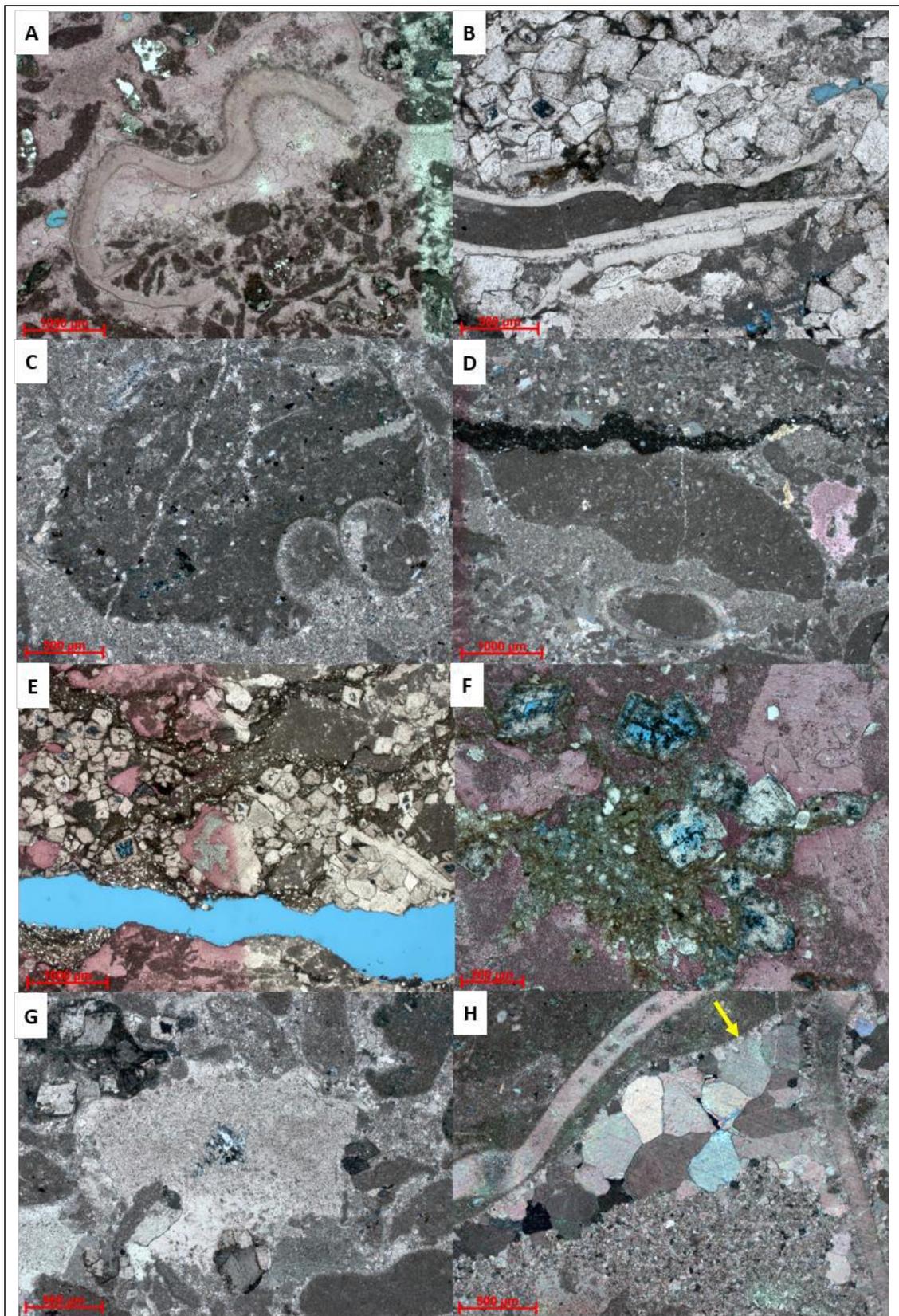


Figura 44 – Fácies Cai. **A)** Textura clasto suportada com lama (packstone). Fragmento de trilobita na porção central. Pelóides na porção inferior. Porosidade móldica a partir da dissolução de um bioclasto na porção

mediana esquerda da figura. 2,5x //P; **B**) Compactação química e física sobre um bioclasto preenchido por micrita no centro da imagem. Dolomitização com textura planar-e e cristais euédricos a subédricos na porção superior. 5x //P; **C**) Intraclasto micrítico com clastos de quartzo e fósseis que incluem principalmente fragmentos de conchas. Gastrópode completamente micritizado na porção inferior direita. Ao redor do intraclasto, ocorre microsparita como cimento calcítico. 5x XP; **D**) Heterogeneidade composicional da rocha. Intraclasto micrítico no centro, bioclastos e pelóides na porção inferior. 2,5x XP; **E**) Dolomitização preferencial associada aos fluidos diagenéticos. Porosidade fratural e intracristal a partir da dissolução de dolomitas. 2,5x //P; **F**) Glauconitização associada aos cristais de dolomita parcialmente dissolvidos. 10x //P; **G**) Silicificação por substituição com geração de calcedônia no centro da figura. 5x XP; **H**) Franja isópaca (seta) ao redor de um grande intraclasto micrítico com dimensões maior que a imagem. Cimento de calcita espática com cristais iguais (equant) e microsparita na porção inferior da figura. 5x XP.

Embora seja possível observar uma discreta ocorrência de franja isópaca ao redor de grãos, a cimentação é majoritariamente de calcita espática e microespática com textura *equant* (mosaico no qual cada cristal tem a razão comprimento-largura quase igual a 1) (Fig. 44a, h), também é possível observar fragmentos de trilobitas com cimento em colunas (*bladed*, cuja razão comprimento-largura varia entre 6 e 1). A porosidade predominante está associada aos cristais de dolomita, mas também ocorre porosidade em canais (Figs. 44e,f), e móldica em pontos isolados. A conectividade é praticamente inexistente.

Esta fácies ocorre nos testemunhos #46, #48 e #50 e é comumente relacionada, em termos de contato erosivo (Fig. 43) e composição, com as fácies peloidais (C1Cap e Cap) e bioclásticas (Cab e Cas), das quais é separada basicamente pela abundância (>10%) ou aumento significativo da frequência de intraclastos.

- Interpretação

Essa fácies foi originalmente gerada por meios mais energéticos de transporte sedimentar visto a quantidade de intraclastos oriundos possivelmente de estratos lamosos subjacentes. Fluxos trativos oriundos de eventos de tempestade podem transferir energia suficiente para propiciar a erosão do substrato e formação desses depósitos.

6.2.1.3 Fácies Calcarenito *Sinuella* (Cas)

- Diagnose: Calcarenito bioclástico com abundância de conchas de gastrópodes do gênero *Sinuella*.
- Descrição:

Fácies caracterizada pela abundância de fósseis de gastrópodes muito bem preservados do gênero *Sinuella* (Knight, 1947 *apud* Dravis, 2015). Coloração verde oliva com matizes de cinza – *Ligh olive gray* (5Y 5/2). Apesar da grande variedade de bioclastos, esses moluscos

ocorrem com altíssima frequência, constituindo cerca de 20 a 30% dos bioclastos. O estado de preservação desses fósseis confere certa raridade ao registro e as dimensões variam entre 1 e 9 mm, dependendo da posição da seção observada (Figs. 45 e 46). Trata-se de um calcarenito com características texturais e visuais muito semelhantes àquele da fácies Calcarenito intraclástico (Cai), previamente descrito. Entretanto, não são observados intraclastos tão variados e abundantes como na fácies Cai. Pode-se observar também a ocorrência de espículas de esponjas isoladas e aleatoriamente distribuídas cujas dimensões variam de 0,15 até 1,5 mm.

Nessa fácies, fragmentos de trilobitas, principalmente seus rebordes laterais, com cerca de 5 até 16 mm formam estruturas denominadas abrigos (*shelter*), onde preferencialmente pelóides com cerca de 0,1 mm, parecem hidraulicamente selecionados e cimentados abaixo da estrutura, que funciona como um abrigo ao meio (Fig. 45).

Microscopicamente, essa fácies apresenta textura deposicional sustentada pelos clastos com cerca de 10% de lama, o que caracterizaria o limite de um packstone, segundo Dunham (1962). Apresenta-se muito transformada com ocorrência de dolomita como cimento e como substituição de calcita. A dolomitização é seletiva e parece substituir preferencialmente os clastos micríticos e bioclastos (Figs. 47a, b e c). Ocorre silicificação seletiva tardia também por substituição. Espaços grandes entre os grãos são ocupados com frequência por cimentação tardia de calcita. Microestilólitos (< 1mm de espessura) marcam eventos de compactação química e conseqüente dissolução ao longo das superfícies de fraqueza. Pirita granular ocorre com pouca frequência, e caracterizam um possível ambiente redutor diagenético.

O processo de glauconitização é recorrente compondo cerca de 15% dos elementos do arcabouço, e a glauconita é observada quase sempre associada ou relacionada às ocorrências de dolomita (Figs. 47a e c), sugerindo uma interdependência composicional entre ambas, ou devido ao íon ferro, ou ao magnésio. Nessas amostras, ela ocorre como pequenos *pellets* individuais de cor verde característica, ou substituindo grãos micríticos, como pelóides e intraclastos.

A porosidade é majoritariamente associada a dissolução dos núcleos de cristais de dolomita e também à dissolução de bioclastos, caracterizando uma porosidade móldica bastante abundante. Gastrópodes podem ter estruturas geopetais. (Fig. 46b, d).

Essa fácies compreende apenas cerca de 3% da sucessão estratigráfica com aproximadamente 6,2 cm. Ocorre apenas no testemunho de número #50 no qual aparece sobreposta pela fácies Cai, a qual está diretamente relacionada segundo sua textura. No

mesmo testemunho, a fácies Cas ocorre sobreposta à fácies ClCap (Calcilitito/Calcarenito peloidal), a qual também compartilha certa semelhança no que tange sua composição, visto a abundância de pelóides constituindo o arcabouço da rocha.

- Interpretação:

A textura deposicional dessa fácies pode ser interpretada como resultado de diferentes níveis de energia, embora os clastos de maior tamanho permitam atribuir um modo de transporte com energia relativamente alta, como fluxos trativos. Seria errôneo restringir a textura desse packstone a um tipo de processo específico. A ocorrência de pirita e glauconita sugerem um ambiente redutor possivelmente relacionado à baixas taxas de sedimentação, ou a uma diagênese precoce de substituição ainda no fundo marinho, que pode ser raso, ou profundo.



Figura 45 - Imagem da fácies Cas (Calcarenito *Sinuella*), no testemunho #50, destacando os gastrópodes do gênero mencionado nas setas de cor vermelha; a seta roxa destaca uma espícula triaxial de esponja; as setas azuis identificam a estrutura *shelter*, onde a carapaça de trilobitas abriga uma concentração de pelóides; e as setas de cor amarela destacam a dolomitização seletiva em elementos do arcabouço. É possível observar nesta imagem também a grande quantidade de elementos glauconitizados, o que confere uma tonalidade esverdeada. A altura da imagem corresponde a 4 cm no testemunho.



Figura 46 – Imagem da esquerda: Gastrópode do gênero *Sinuella* em estereomicroscópio no qual são destacados, com as setas, de cima para baixo: cristais romboédricos de dolomita preenchendo um poro gerado por dissolução, um cristal de glauconita, e uma parte de um intraclastos peloidal (à direita). O eixo maior do gastrópode possui 6 mm; Imagem da direita: estrutura *shelter* formada pela carapaça de uma trilobita protegendo uma acumulação de pelóides micríticos. Altura da imagem corresponde a 1,5 cm.

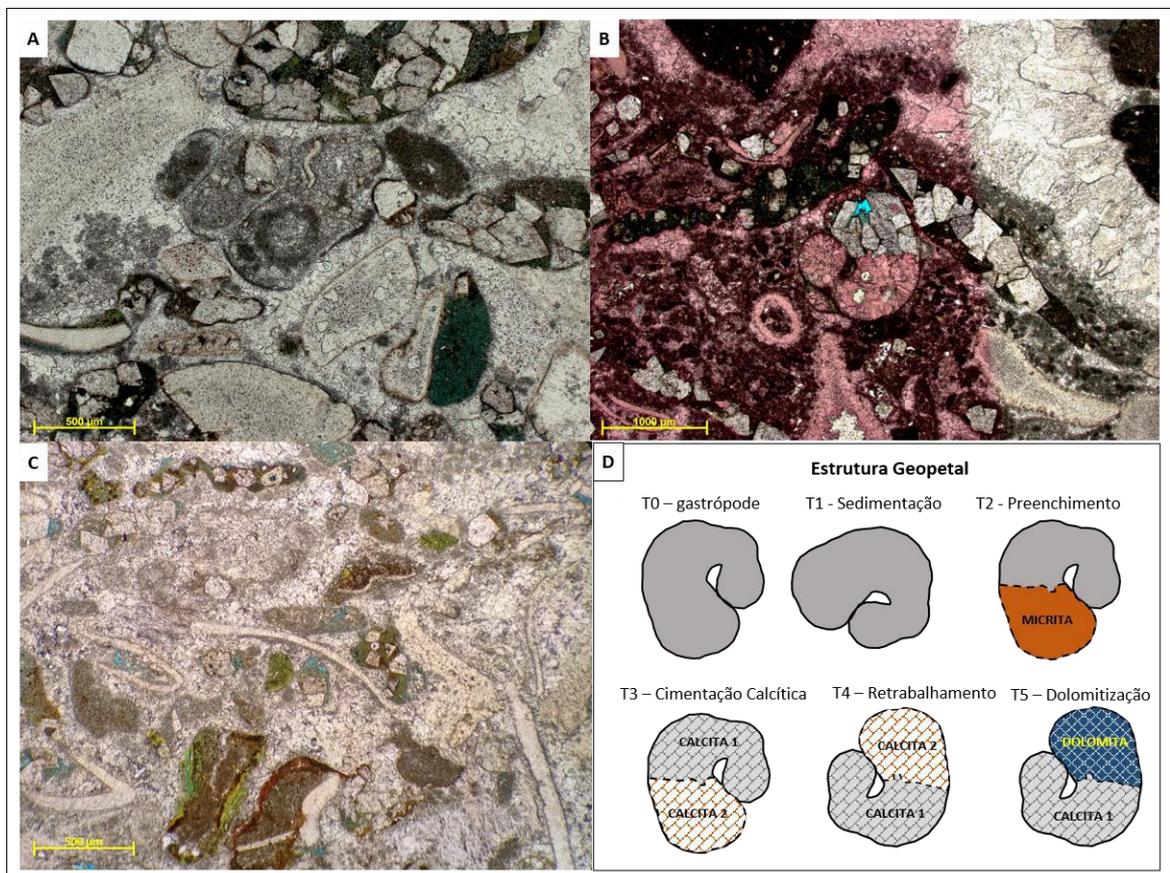


Figura 47 – Fácies Cas. **A)** Dolomitização seletiva associada a glauconitização em grãos micríticos. No centro da imagem, um gastrópode com pouco mais de 500 micrômetros preenchido por material micrítico com fragmentos de trilobitas. 5x //P; **B)** Gastrópode como possível estrutura geopetal marcada por dolomitização seletiva. Textura clasto suportada com lama carbonática e pelóides nas porções inferior e esquerda da imagem. Na porção superior direita, cimento calcítico em forma de lâmina (*bladed shape*). 5x //P; **C)** Intenso processo de glauconitização de clastos micríticos na parte inferior da imagem. Fragmentos de trilobita espalhados pela imagem e dolomitização seletiva associada a glauconitização em clastos micríticos. 5x //P; **D)** Sequência esquemática destacando o processo de cimentação e dolomitização durante a formação da estrutura geopetal materializada pelo gastrópode em destaque.

6.2.1.4 Fácies Calcarenito bioclástico (Cab)

- Diagnose: Calcarenito bioclástico heterogêneo
- Descrição:

A fácies Calcarenito bioclástico (Fig. 49) possui o arcabouço constituído predominantemente por fragmentos pouco preservados de trilobitas, bivalves, espículas de esponjas, gastrópodes e um organismo de classificação incerta interpretado como *Nuia sibirica*. Outros aloquímicos importantes são pelóides, intraclastos micríticos com fósseis pretéritos de trilobitas e moluscos. Raros grãos revestidos, de difícil identificação, ocorrem raramente distribuídos. Essa fácies tem cor verde pálido a acastanhado – *Moderate olive brown* (5Y 4/4). Estruturas sedimentares observadas são estratificações cruzada e horizontal, bem como estruturas erosionais interpretadas como aquelas que refletem vórtices de fluxos turbulentos (*flute casts*) (Fig. 50). Fraturas são mais comumente encontradas nessa fácies em detrimento de outras, e ocorrem alinhadas aos clastos orientados das estratificações (fraturas horizontais para estratificação horizontal, e fraturas inclinadas para estratificações cruzadas).

Microscopicamente, apresenta textura de packstone com cerca de 5% de matriz micrítica, embora a dolomitização represente cerca de 40% da rocha (Fig. 48A). Os organismos variam muito no que tange o estado de preservação e o grau de fragmentação, mas em geral, a fragmentação é intensa. Crinóides são extremamente comuns, bem como trilobitas. Apresenta textura muito transformada, porém, muitos grãos aloquímicos ainda se apresentam relativamente preservados. A dolomitização não é seletiva e tem textura planar-s com cristais subédricos. Dedolomitização é recorrente sobre os cristais de dolomita (Fig. 48C). Consequentemente, essa fácies contém baixíssima porosidade. A pouca porosidade existente se resume a pequenos canais. A glauconitização ocorre, novamente associada aos cristais de dolomita e a silicificação ocorre substituindo o cimento calcítico. A cimentação é tardia e ocorre subsequentemente ao processo de compactação pois é possível observar os cristais de calcita espática preenchendo as fraturas dos grãos. Cristais equidimensionais (*equant*) de cimento e calcita syntaxial são comuns.

Outra característica da fácies Cab é a presença de intraclastos que possuem uma assembleia fóssil com variedade e granulometria distintas quando comparado com os bioclastos do arcabouço da rocha (Fig. 48B). Tal fato sugere diferentes níveis de retrabalhamento dos bioclastos em tempos diferentes. Essa discrepância poderia sugerir

também o início de uma fase faunística transicional cujas assembleias fósseis variam consideravelmente em um intervalo pequeno de tempo, o que seria viável visto a explosão e diversidade de vida durante o período Cambriano.

Embora essa fácies tenha 42,4 cm de representatividade no registro estudado com aproximadamente 20% da sucessão, é muito evidente que, os bioclastos ocorrem em, praticamente, toda a Cobertura, e a separação de fácies é apenas uma forma de agrupar as rochas de maneira didática e lógica, de acordo com certos critérios, dado a abundância e ocorrência dos elementos constituintes. Por isso esse valor de representatividade pode ser errático. Ocorre nos testemunhos #46, acima e abaixo da fácies Cri (Calcirrudito intraclástico), e acima da fácies Cai (calcarenito intraclástico), #47, também acima da fácies Cai, porém apresentando certa relação com a fácies microbiana (Ce) da base da sucessão estudada.

- Interpretação

É muito provável que essa fácies tenha se formada por processos similares àqueles que formaram a fácies Cas (Calcarenito *Sinuella*), no qual a energia não pode ser restrita a alta ou baixa, visto que packstones podem ser formados segundo diferentes mecanismos de sedimentação. Entretanto, é necessário um fluxo suficientemente forte para carregar, fragmentar e depositar esses grãos.

6.2.1.5 Fácies Calcirrudito intraclástico (Cri)

- Diagnose: Calcirrudito intraclástico
- Descrição:

A fácies Calcirrudito intraclástico é caracterizada basicamente por rocha matriz suportada com intraclastos peloidais esparsos (Fig. 50). A matriz é composta por lama carbonática neomorfisada e por cimentação calcítica. A coloração varia de creme a amarelo pálido – *Very pale Orange (10YR 8/2)*, consequência do intenso processo de dolomitização que marca essa fácies. Porções esbranquiçadas com aspecto leitoso caracterizam cimentação calcítica. Os intraclastos podem atingir cerca de 38 mm e encontram-se em posição sub-horizontal. Como características pós deposicionais, pequenos estilólitos e sinais de oxidação ocorrem de forma aleatória. Fósseis de trilobitas ocorrem intensamente fragmentados com dimensões que não ultrapassam 2 mm e pelóides também são comumente encontrados.

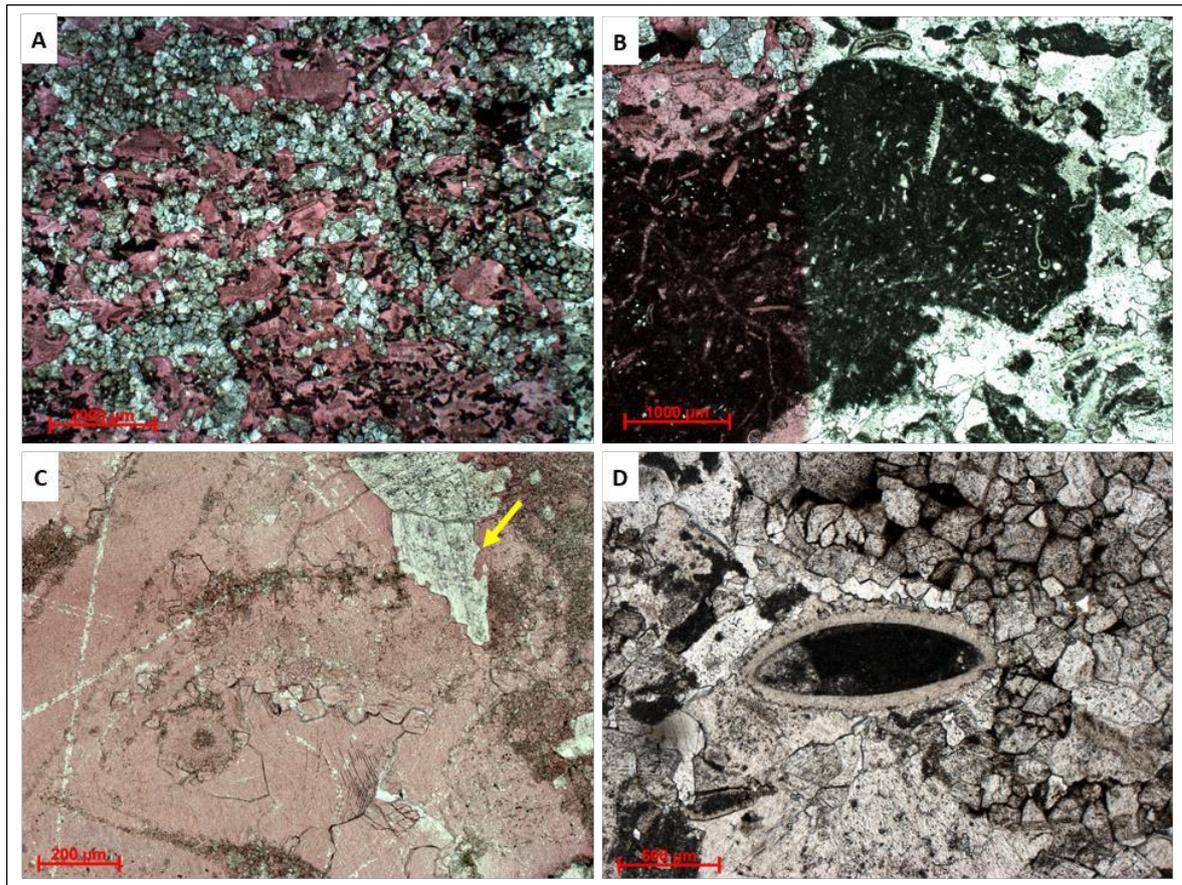


Figura 48 – Fácies Cab. A) Grande proporção de dolomita em relação à calcita, a dolomitização é não seletiva 1x //P; B) Intraclasto com granulometria dos fósseis bem discrepante em relação ao arcabouço; 2,5x //P; C) Cimento equidimensional no centro e com relevo mais alto, microsparita na porção direita superior e dedolomitização (seta). 10x //P; D). Franja isópaca ao redor do bioclasto preenchido por micrita. Dolomitas como cimento. 5x //P.



Figura 49 - Fácies Cab (Calcarenito bioclástico) com destaque para a organização espacial dos bioclastos, principalmente, fragmentos de trilobitas (T). São frequentes os intraclastos (i) e o reconhecimento de cristais de dolomita (D), que substituí o cimento calcítico. A altura da imagem corresponde a 4 cm.

Como a textura da rocha é afetada intensamente por processos diagenéticos, a classificação de Dunham (1962) se torna inadequada. Assim, essa rocha poderia ser classificada como um *floatstone*, segundo Embry & Klovan (1971), visto a quantidade de intraclastos e bioclastos de tamanho médio maior que 2 mm sustentados pela possível “matriz” calcítica, ou ainda como um *cementstone*, considerando a textura como diagenética, visto que a dolomitização como cimento é não oblitera a petrotrama original.

Essa fácies pode ser errática, visto que foge à regra das texturas clásticas observadas na sequência sedimentar da Cobertura e, além disso, a quantidade de dados é muito pequena porque apenas uma parte da lâmina 46A abrange suas características.

Os contatos superior e inferior dessa fácies são bruscos e ocorrem com a fácies Calcarenito bioclástico (Cab), no testemunho #46. Como anteriormente mencionado, seu contato superior com a fácies Cab é caracterizado pela ocorrência de estruturas sedimentares erosionais denominadas *flute casts*. Na sucessão estudada, ela abrange cerca de 1,8% do registro com aproximadamente 6,4 cm de espessura no testemunho.

- Interpretação

A ocorrência de uma rocha com textura rudácea e matriz micrítica (e cimentada com calcita espática) em meio a calcarenitos bioclásticos, sugere a ação de ondas de tempestade ou fluxos gravitacionais que retrabalham o substrato lamoso após um período de energia mais baixa, o que explicaria a ocorrência dos intraclastos de grande tamanho associados a essa fácies.

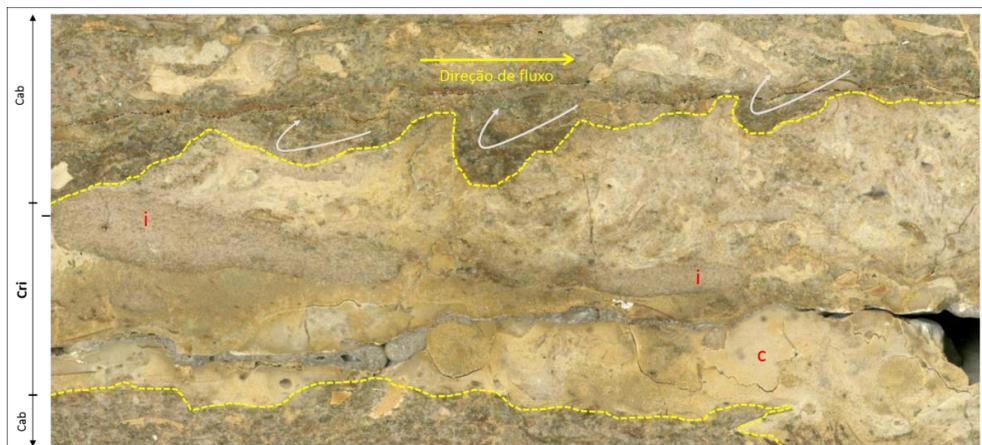


Figura 50 - Fácies Calcirrudito intraclástico (Cri) entre a fácies Cab. É destacada a estrutura sedimentar denominada *flute cast*, onde o fluxo turbulento reverso erode a superfície do substrato, que é o topo da fácies Cri. Os intraclastos (i) peloidais alcançam tamanho cascalho e os bioclastos são muito fragmentados. A cimentação calcítica (c) representa grande parte da rocha junto com a dolomitização. Altura da imagem corresponde a 3 cm.

6.2.1.6 Calcilito/Calcarenito peloidal (ClCap)

- Diagnose: Calcilito e Calcarenito peloidal com gradação normal
- Descrição:

A fácies Calcilito/calcarenito peloidal é caracterizada por um calcário de cor castanha com tonalidade rósea, e também verde pálido – *Pale yellowish brown (10YR 6/2)* a *Pale Olive (10Y 6/2)* – marcada por ciclos de deposição muito bem definidos com gradação normal. Cada ciclo possui, em média, cerca de 35 mm de espessura na qual a base é materializada por calcarenitos peloidais com intraclastos micríticos (que chegam à cerca de 40 mm), poucos grãos revestidos, e bioclastos, incluindo fragmentos de trilobitas e moluscos (gastrópodes e bivalves). Ainda na porção inferior de cada ciclo, é possível identificar cimentação calcítica que, macroscopicamente, ocorre como uma massa branca e homogênea de aspecto leitoso, envolvendo os aloquímicos presentes. Quando completos, os ciclos apresentam evidente mudança na granulometria, onde os calcarenitos de granulometria mais grossa da base, gradualmente, dão lugar à calcilitos da porção superior de cada ciclo (Fig. 51).

Embora poética, essa descrição comumente foge à regra. Tal fato decorre da inconstância e não preservação destes ciclos que, muitas vezes, estão incompletos (apresentando apenas a porção superior, ou inferior) ou apresentam um “salto” na escala granulométrica, onde, ao invés de variar de areia grossa até silte e argila, variam de areia muito grossa até areia fina, ou até de cascalho até areia média e fina. Feições pós deposicionais observadas são substituição (dolomitização), ocorrência de pequenos núcleos de policristais de sulfeto de ferro (possivelmente pirita), e estilólitos mais abundantes na base dos ciclos de gradação normal.

Em escala de lâmina delgada, a textura deposicional dessa fácies corresponde a de um packstone, segundo Dunham (1962). A rocha, como um todo, é mal selecionada e muito heterogênea composicionalmente. A cimentação é calcítica com textura blocada e epitaxial em crinoides com cristais bem formados preenchendo os vazios, o que sugere diagênese meteórica eogenética (Scholle, 2003). É possível observar intraclastos micríticos e peloidais. Gastrópodes, trilobitas, bivalves, braquiópodes e *Nuia sibirica*, constituem os principais bioclastos, que variam muito em tamanho e estado de preservação.

A dolomitização é seletiva com textura planar-e, afetando principalmente os alquímicos previamente micritizados, embora o processo não afete a textura original da rocha. Entretanto, frentes de dolomitização parecem obliterar a textura original com sua evolução (Fig. 51). Dedolomitização é comum sugerindo cimentação tardia. Glauconita ocorre associada às dolomitas afetando cerca de 15% dos grãos do arcabouço. Essa fácies apresenta baixíssima porosidade e restrita dissolução intracristalina de dolomitas. É comum a presença de compactação química como estilólitos.

Essa fácies constitui quase a totalidade dos testemunhos #48 e #49, além de quase metade do testemunho #50. Consiste na fácies com maior representatividade no registro com aproximadamente 56,5 centímetros, quase 27% da sucessão de testemunhos estudada.

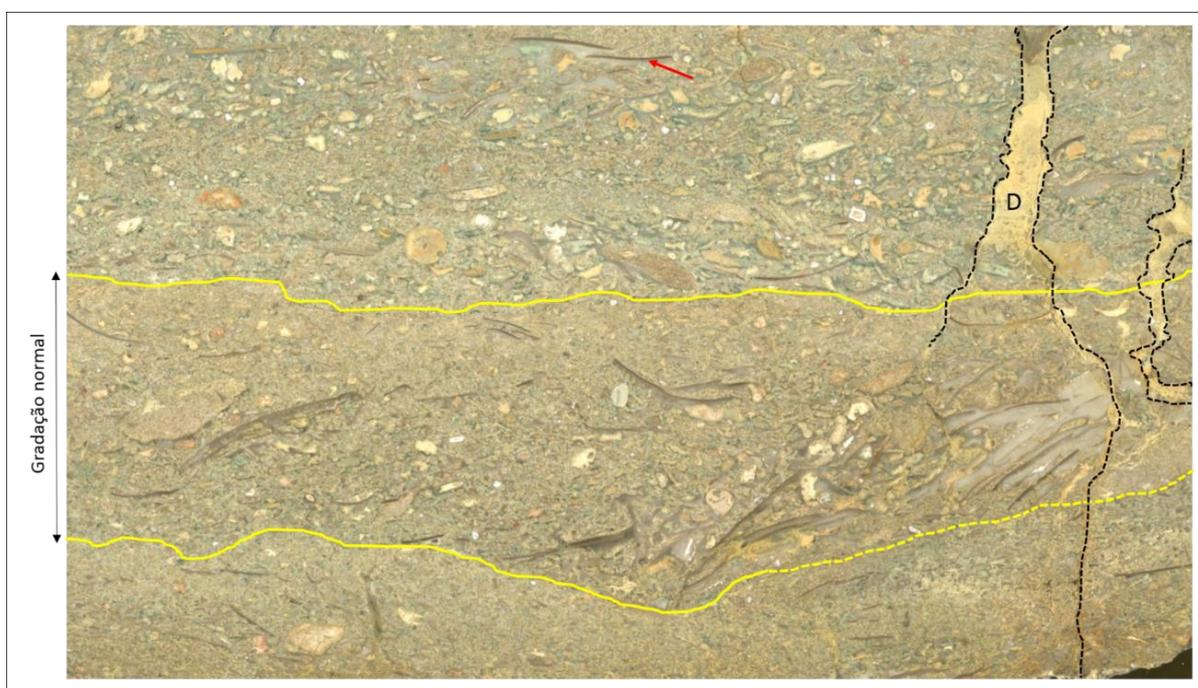


Figura 51 - Fácies CICap com destaque para o nível com gradação normal. Observa-se também os fragmentos de trilobita (seta vermelha) ao longo de toda a imagem e sinais de frentes de dolomitização truncando as superfícies deposicionais. Altura da imagem corresponde a 4 cm.

- Interpretação

A organização deposicional dessa fácies sugere fluxo gravitacional ou trativo subaquoso com o decréscimo gradativo da energia de transporte necessária para separar faixas granulométricas segundo a Lei de Stokes, em ciclos repetitivos.

6.2.1.6.1 *Nuia sibirica*

Nuia sibirica (Maslov, 1956 *apud* Flugel, 2004) é um microfóssil calcário de classificação problemática comumente encontrado em bioconstruções de plataformas carbonáticas cambro-ordovicianas. Pode ser um pseudofóssil de fragmentos de *Girvanella* oolitizados, quebrados do corpo do recife (Spince, 1977). Para Sholle (2003) trata-se de um fóssil de “alga codeaceana”, podendo ter afinidade bacteriana.

Nas lâminas petrográficas estudadas, apresenta-se com morfologia cilíndrica na qual cristais aciculares (ou fibrosos) transparentes de calcita alinham-se perpendicularmente ao eixo mais longo. Esses cristais de calcita envolvem um núcleo micrítico e, quando a seção é perpendicular ao eixo mais longo, o fóssil pode ser confundido com um oóide, visto que, os cristais de calcita orientam-se radialmente ao redor de um núcleo escuro (Fig. 52). A preservação consistente desses fósseis implica no fato de que a calcita é a mineralogia primária.

De acordo com os autores supracitados, *Nuia*, assim como *Girvanella* e *Renalcis*, são microfósseis calcários muito comuns em bioconstruções carbonáticas cambro ordovicianas, principalmente em Mason.

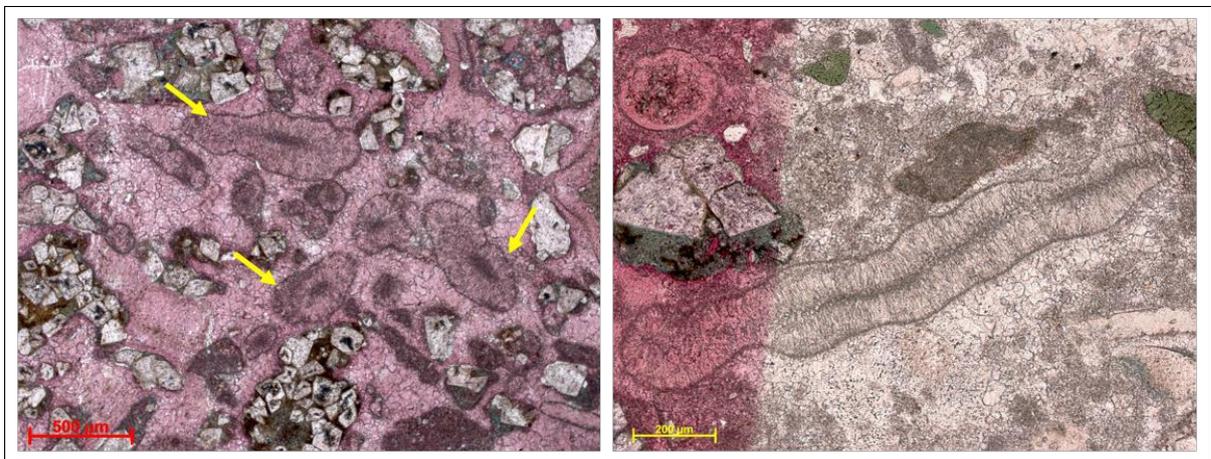


Figura 52 – *Nuia Sibirica*.. A imagem da esquerda mostra diferentes cortes quase ortogonais ao eixo alongado do organismo. Já a segunda imagem corresponde a um corte subparalelo ao eixo alongado.

6.2.1.7 Calcirudito bioclástico glauconítico (Crbg)

- Diagnose: Calcirudito bioclástico glauconítico
- Descrição:

A fácies Crbg é caracterizada por um calcirudito fino de cor verde clara a acastanhada – *Grayish green* (5G 5/2) – cuja composição glauconítica pode ultrapassar 60% dos

aloquímicos, tornando o verde muito mais intenso (Fig.53). A textura característica dessa fácies é clasto-suportada com cimento calcítico, embora matriz micrítica esteja presente em pequenas quantidades. O arcabouço é bastante heterogêneo sendo constituído principalmente por bioclastos, *pellets*, pelóides, grãos criptocristalinos e intraclastos. Litoclastos também ocorrem em pequena quantidade, embora possam alcançar cerca de 28 mm no seu eixo maior. Os bioclastos principais são: fragmentos bem preservados de trilobitas (“anéis” do tórax – *sclerites* – e porções pigidiaias), bivalves, gastrópodes e espículas de esponjas, que são mais abundantes no topo dessa fácies. Grande quantidade de glauconita pode ser encontrada em forma de pellets ou substituindo, por processo de glauconitização a, borda de pelóides e intraclastos. Quando submilimétricos, os pelóides podem ser completamente substituídos por glauconita, tornando-se completamente verdes. Os intraclastos são comumente micríticos (forma de *rip-up clasts*) possuindo uma assembleia de fósseis particular.

A glauconita parece formada de duas formas, primária na qual o mineral ocorre como massas granulares com marcas de abrasão, e diagenética substituindo outros grãos.

O processo de dolomitização ocorre de forma seletiva, onde os cristais de dolomita substituem o material micrítico dos intraclastos e pelóides, em detrimento da matriz e do cimento calcítico. A dolomitização parece ter relação direta com o processo ou ocorrência de glauconitização, visto que, ambos ocorrem associados, na maior parte dos casos.

Microscopicamente, muito heterogênea, e com textura deposicional preservada de packstone. Entretanto, por ter granulometria média maior que 2mm pode ser classificada como um *rudstone* ou *floatstone* dependendo da seção. Os componentes aloquímicos principais são bioclastos e intraclastos. Os bioclastos mais comuns são trilobitas e gastrópodes muito bem preservados, porém total ou parcialmente micritizados. Grãos de quartzo ocorrem no interior litoclastos (Fig. 54C, D e F). *Nuia sibirica* também ocorre com muita frequência.

A glauconita ocorre de duas formas distintas: como resultado do processo diagenético de glauconitização, e como grãos detríticos nos intraclastos (Figs. 54A, C e D). Silicificação é muito recorrente nessa fácies. A porosidade está associada a fraturas e dissolução de bioclastos, caracterizando porosidade móldica.

Essa fácies corresponde a cerca de 5,3% da sucessão analisada com 11,1 centímetros de representatividade no registro geológico da base do Membro San Saba.

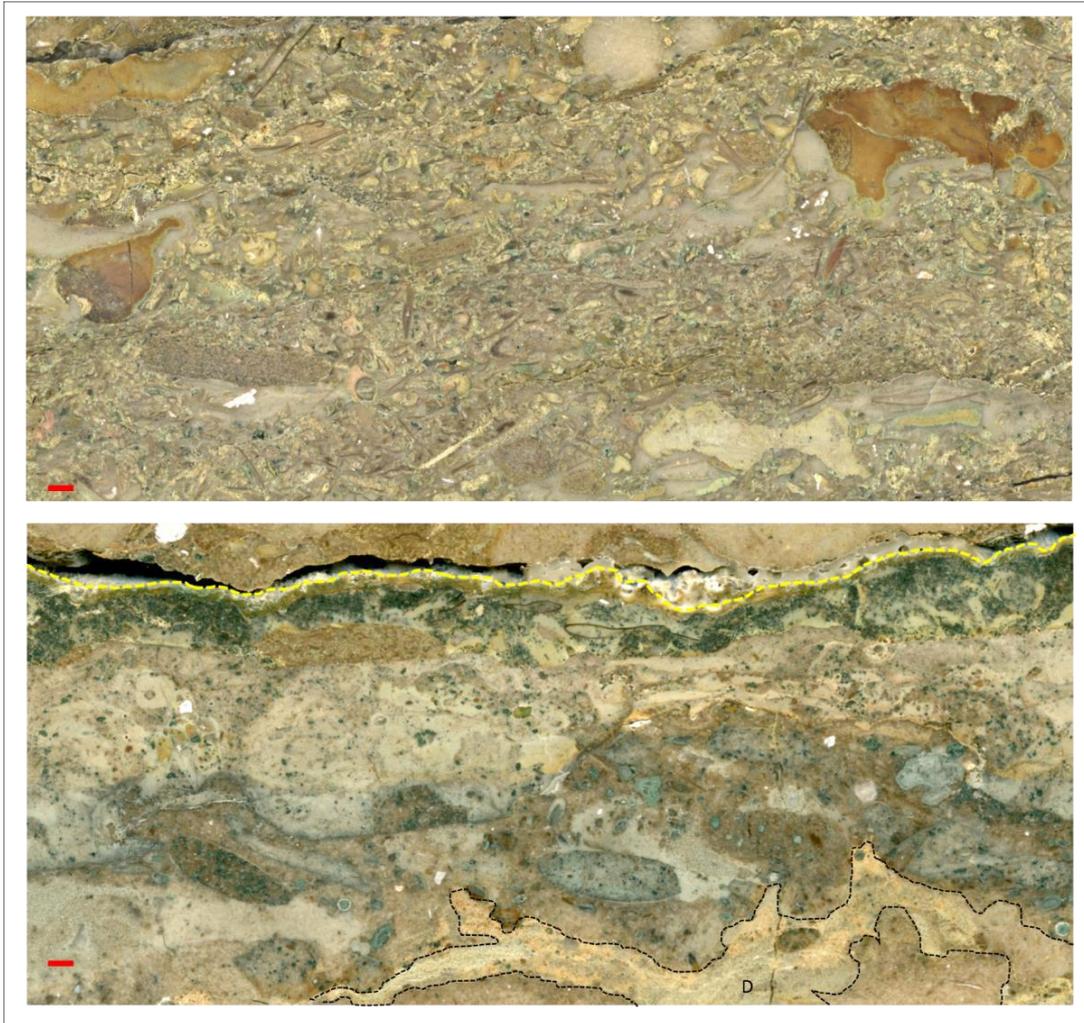


Figura 53 - Fácies Calcirudito bioclástico glauconítico (Crbg) nos testemunhos #49 (imagem superior) e #97. Nas duas imagens, a escala vermelha no canto esquerdo inferior tem 2 mm. No testemunho #97, pode-se observar a frente de dolomitização (D) na base da imagem, similar àquela da fácies CICap).

- Interpretação

Fluxos mais energéticos capazes de transportar granulometria mais grossa em eventos esporádicos, evidenciados pela presença de glauconita, que indica baixa taxa de sedimentação.

6.2.1.8 Fácies Calcário Espicular (CcE)

- Diagnose: Calcário Espicular *in situ*.
- Descrição:

A fácies CcE é a que possui menor representatividade no registro estudado, com cerca de 2,8 centímetros de espessura, materializando apenas 1,3% da sucessão da base do Membro San Saba. Sua coloração varia de branco acinzentado a amarelada – *Very light gray (N8)* – em

porções isoladas (Fig. 56). É constituída basicamente por esponjas aglomeradas que formam uma estrutura muito bem cimentada onde espículas triaxiais e pentaxiais isoladas de *Hexactinellid* (Spince, 1997) formam o arcabouço que sustenta a rocha. Entretanto, não se tem certeza do caráter clástico ou autóctone dessa fácies. Essas esponjas têm forma esferoidal e são mencionadas como *sponge balls* por Ahr (1961) *apud* (Spince 1997).

Arquiteturalmente, em planta (2D), essa fácies encontra-se limitada entre cristas de *ripples* com cerca de 1,5 m de comprimento e 4 cm de amplitude, e está no topo do testemunho #49, que foi propositalmente perfurado sobre esse bioacumulado de esponjas (Fig. 55).

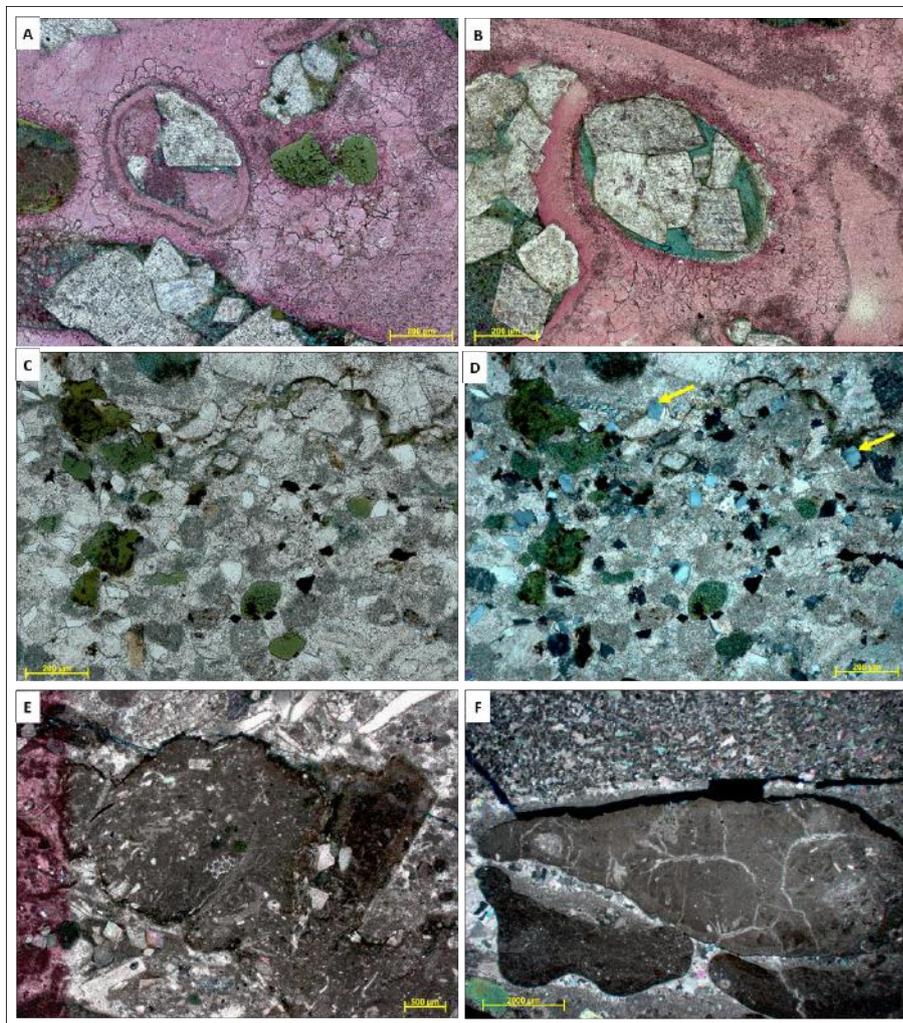


Figura 54 – Fácies Crbg. **A)** Duas formas distintas de ocorrência de glauconita: a primária (centro direita) tem textura de abrasão e é geralmente granular arredondada, a secundária forma-se por substituição de grãos micríticos (esquerda). Dolomitização seletiva e franja isópaca ao redor do grão arredondado. Calcita em blocos ocorre entre os grãos. 10x //P; **B)** Dolomitização seletiva, glauconitização e dedolomitização no grão arredondado do centro da imagem. 10x //P. **C)** e **D)** Constituem a mesma imagem porém com polarizadores em posições distintas. Grande quantidade de quartzo detrítico (setas) e microestilólito na porção superior. Glauconitas primárias de cor verde. 10x; **E)** Intraclasto com fósseis de granulometria menor do que o arcabouço. Fragmentos de trilobitas na porção superior e textura de packstone muito clara. 5x XP; **F)** Intraclastos de grandes dimensões fraturados e micritizados. 1,5x XP.

Microscopicamente, possui textura correspondente a uma rocha predominância de cimento calcítico com alguma micrita e menos de 10% de aloquímicos. Isso caracterizaria um Dismicrito segundo Folk (1962), que seria a melhor classificação para esse bioacumulado de esponjas. Os aloquímicos esqueléticos dessa rocha são representados apenas pelas espículas de esponja com dimensões de até 1,5 mm de comprimento em seu eixo maior (Fig. 56). Sua forma varia segundo a seção. Possuem composição calcítica e um fino canal ao longo de cada um de seus eixos. Quanto aos elementos não esqueléticos, os pelóides (ou *pellets*) e pouquíssimos intraclastos micríticos ocorrem de forma aleatória.

A cimentação pode ser caracterizada por calcita espática com cristais equidimensionais (*equant*), onde se observa uma recristalização, ou neomorfismo gradacional, onde a micrita aumenta de tamanho com a evolução do processo de coalescência formando um mosaico de cristais de calcita. Os processos pós deposicionais são dolomitização (< 5%), glauconitização (<5%) e dedolomitização. A dedolomitização é responsável pela calcitização dos cristais de dolomita, geralmente do núcleo para as bordas. A dolomitização é seletiva e os cristais de dolomita são euédricos e subédricos gerando uma porosidade secundária que pode ser considerada negligenciável. Pequenos cristais de pirita ocorrem associados às dolomitas e a glauconitização, sugerindo dependência composicional entre estes minerais, como ocorre nas fácies Cas, Cab e ClCap.

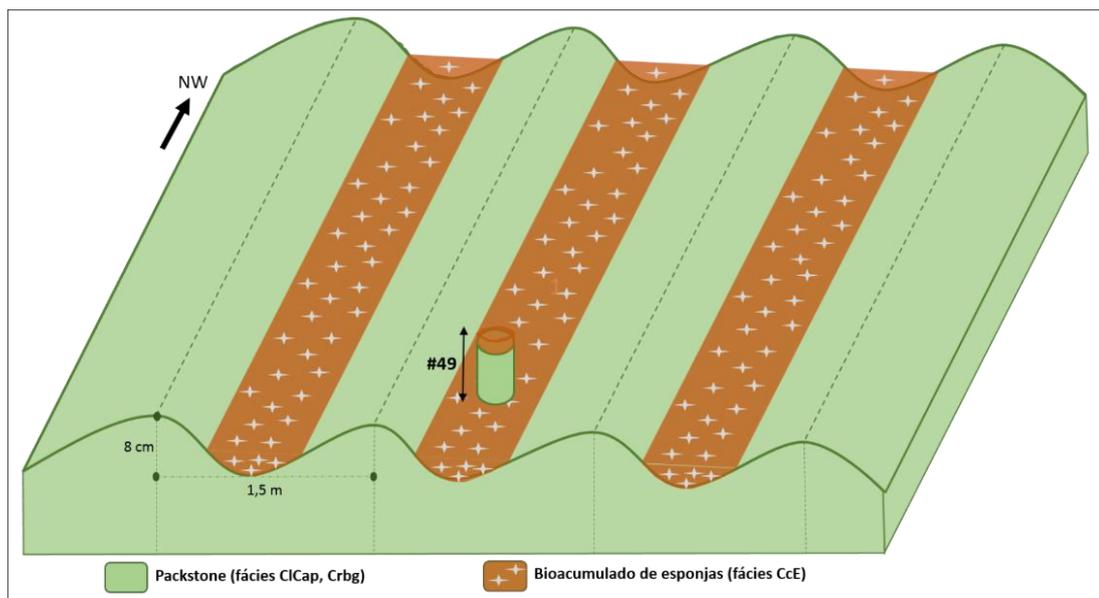


Figura 55 - Diagrama esquemático da arquitetura da fácies CcE (Calcário Espicular) com relação às fácies subjacentes. O testemunho #49 foi obtido a partir da perfuração sobre esse bioacumulado de esponjas.

- Interpretação

É possível que essas esponjas tenham sido preservadas *in situ*, devido ao alto grau de preservação, tanto das espículas como dos corpos em si. Entretanto, há fortes evidências que apontam para uma acumulação de origem possivelmente clástica. A primeira é a de que, qualquer material clástico transportado sobre essas marcas de onda, por gravidade, seria depositado nas partes mais baixas, os vales das *ripples*. Além disso, essas bolas de esponja (*sponge balls*) são encontradas de forma isolada junto ao material clástico de outras fácies, como a Crbg e Cap, claramente mostrando sua natureza clástica. Por isso, embora seja agrupada como material *in situ* na tabela de fácies por uma questão de organização, existem fortes evidências que apontam para uma gênese clástica desse depósito.

6.2.1.9 Fácies Calcarenito peloidal (Cap)

- Diagnose: Calcarenito peloidal grumoso
- Descrição:

A fácies Calcarenito peloidal é caracterizada por um arenito carbonático composto essencialmente por grumos, ou aglomerados de pelóides (Fig. 57). A cor no testemunho varia de bege a amarelo pálido, com cinza claro – *Grayish Orange pink (5YR 7/2)* a *Yellowish gray (5Y 7/2)* – em algumas porções. Outros aloquímicos, ocorrem em menor quantidade, tais como, fragmentos milimétricos de trilobitas, crinóides, moluscos, e espículas de esponja. Os grumos de pelóides não podem ser caracterizados como intraclastos ou qualquer outro aloquímico individual pois não apresentam feições que indiquem algum tipo de transporte, ou limites bem definidos, que os individualizariam como clastos. Ao invés, esses grumos possuem feições que indicam uma origem diagenética, tais quais, limites difusos, formas lenticulares ou não arredondadas, dimensões exageradas e interação diagenética com o material aparentemente dissolvido. Os aloquímicos bioclásticos ocorrem apenas no interior dos grupos. *Sponge balls* ocorrem aleatoriamente em pequenas quantidades, não apresentando uma organização espacial que sugira uma bioacumulação similar àquela da fácies CcE do testemunho #49. Lentes de calcisiltito ocorrem variavelmente entre grumos de pelóides, e sua continuidade é difusa.

A fácies Cap pode ser considerada a fácies mais influenciada por processos diagenéticos. Grande quantidade de dolomita ocorre entre os grumos formando uma massa

amarelada. Compactação química é evidenciada por estilólitos que ocorrem em grande quantidade e, muitas vezes, estes evoluem para *dissolution seams* (estilólitos em fitas de dissolução). Glauconitização ocorre com menor frequência, mas não é incipiente. Outra feição gerada pelo intenso processo de dissolução é porosidade fenestral, que ocorre sempre associada a superfícies de dissolução como, por exemplo, os estilólitos. Esses poros variam entre tamanhos menores do que 1 mm até cerca de 4 mm.

Essa fácies possui cerca de 29,2 cm na sucessão estudada e representa cerca de 13,8% da totalidade centimétrica de fácies no registro geológico analisado.

- Interpretação

Essa fácies foi interpretada como sendo de origem diagenética. Assim, esses pelóides podem ter sido depositados por algum fluxo de origem trativa no interior da bacia, que foi soterrada. Esse soterramento afetou a rocha tanto química como fisicamente. Os grumos peloidais são justamente o resultado dessa diagênese.

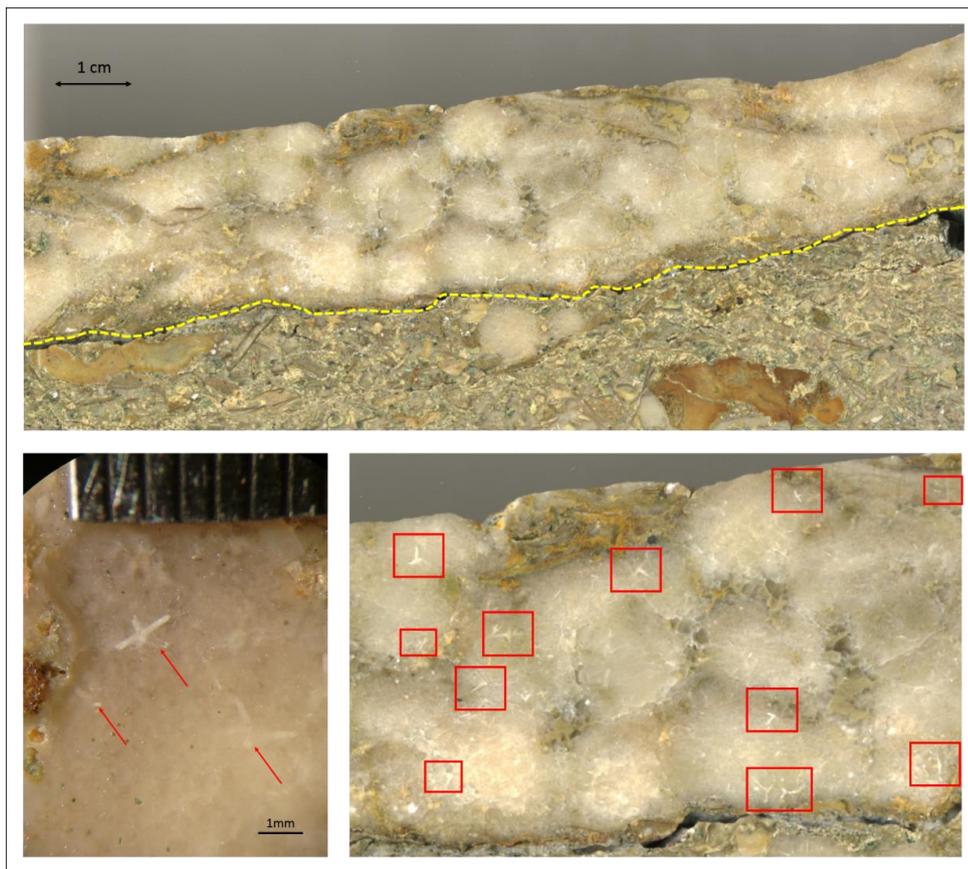


Figura 56 - Fácies CcE (Calcário espicular) no topo do testemunho #49. A imagem do topo mostra a fácies CcE sobre a fácies Crbg, separadas pela linha amarela tracejada. Os destaques em vermelho mostram espículas individuais. A imagem inferior a esquerda foi tirada com ajuda de um estereomicroscópio e mostra duas espículas pentaxiais, e uma outra cuja identificação é prejudicada pela profundidade.

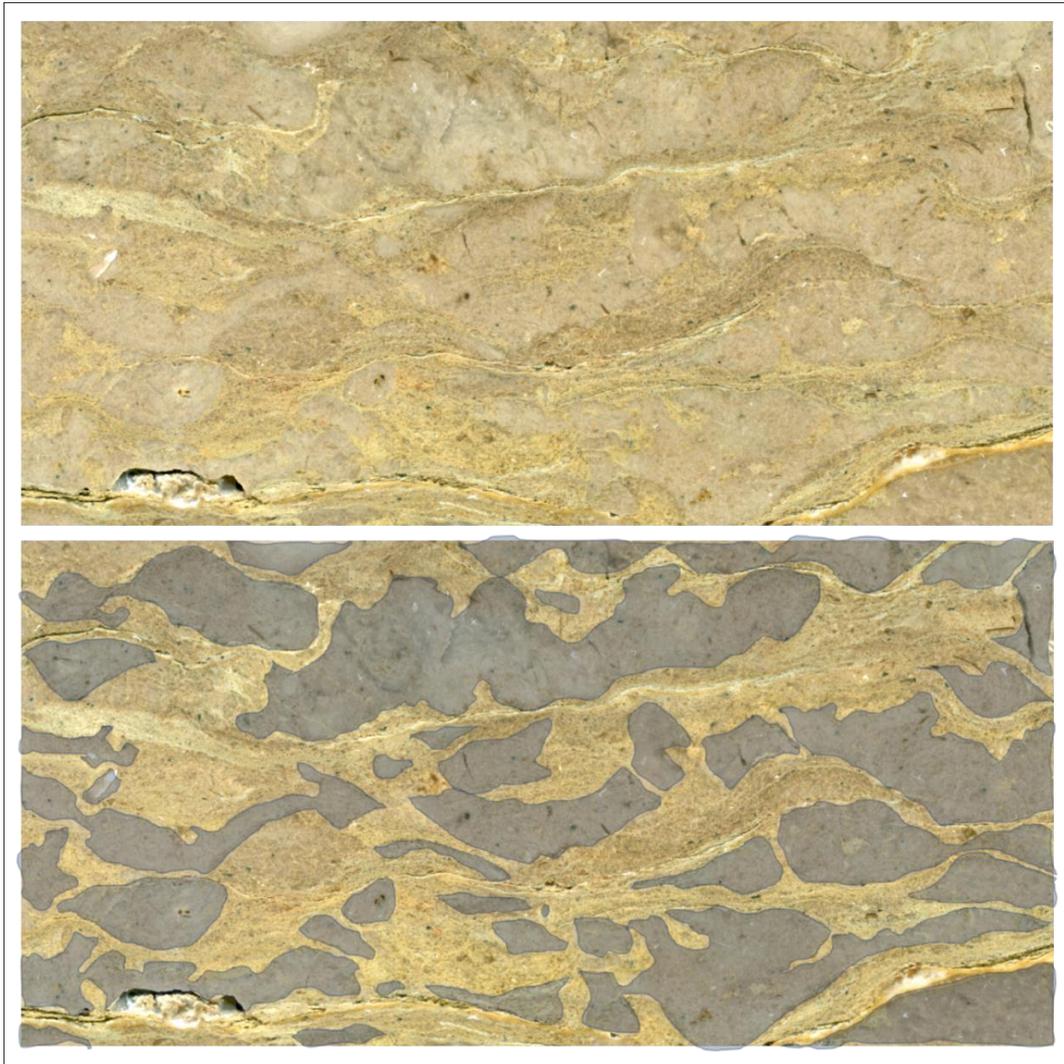


Figura 57 - Fácies Cap (Calcarenito peloidal) com destaque para a interpretação dos grumos peloidais na imagem inferior. Altura da foto tem 3 cm no testemunho.

6.2.2 Compilação dos dados da cobertura

A partir das descrições de fácies da Cobertura, foi possível elaborar uma tabela e um perfil (Fig. 58) que resumem as descrições supracitadas. O perfil contém duas colunas que caracterizam as estruturas sedimentares e os tipos de grãos presentes ao longo da sucessão de estratos analisados. A tabela contém uma comparação simplista da classificação adotada segundo parâmetros de cada autor. Além disso, foram inseridas duas colunas com a espessura e a porcentagem de cada fácies para indicar a representatividade de cada uma na sucessão analisada.

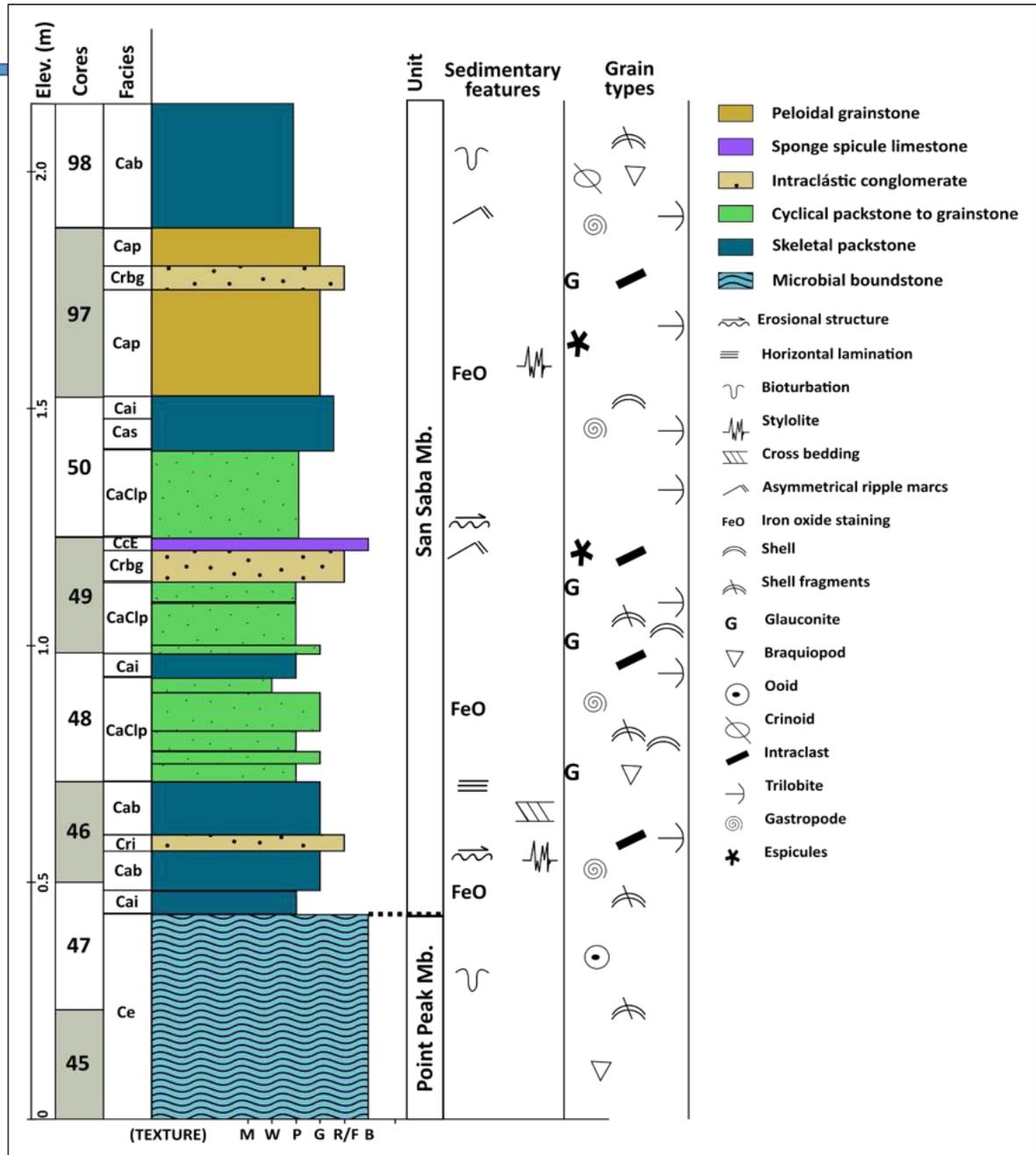


Figura 58 – Perfil litológico elaborado a partir dos testemunhos da Cobertura (base do Mb. San Saba).

FÁCIES	DIAGNOSE	TEXTURA	CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS	ESTRUTURAS	INTERPRETAÇÃO	DUNHAM (1962)	FOLK (1962)	EMBRY & KLOVAN (1971)	WRIGHT (1992)	ESPESSURA (CM)	%
Ce	Calcario estromatolítico associados a intersedimentos clásticos		porosidade fenestral diagenética, dolomitização, compactação química.	Estromatólitos constituindo Biohermas	Ação de ondas e marés. Marinho de águas rasas com estabilização de substrato (rampas?)	Boundstone	Biolítico	Bafflestone	Bafflestone	42.9	20.30
CcE	Calcario Espicular		Pirita disseminada, dolomitização, glauconitização, dedolomitização.		Bioacumulação de esponjas nos vales de ripples.	Carbonato cristalino	Desmicrito		Cementstone	2.8	1.30
Cai	Calcarenito intraclástico	macia clasto suportada	Fraturamento de grãos, estilolitização, micritização dolomitização, dissolução, glauconitização. Silicificação. Franja isópaca		Fluxos traitivos	Packstone/Grainstone intraclástico	Intrabiomicrito	Packstone/ Grainstone intraclástico	Packstone/ Grainstone intraclástico	16.4	7.80
Cab	Calcarenito bioclástico heterogêneo	clasto suportada	Silicificação, Estilolitização, fraturamento de grãos (compactação mecânica), micritização, dolomitização e dedolomitização. Franja isópaca, cimentação tardia.	Estratificação cruzada, marcas onduladas assimétricas	Fluxos traitivos unidirecionais	Grainstone/Packstone bioclástico	(<i>poorly washed</i>) Biomicrito	Grainstone/Packstone e bioclástico	Grainstone/Packstone bioclástico	42.4	20.07
Cas	Calcarenito bioclástico com abundância de conchas de gastrópodes do gênero <i>Sinuella</i> .	clasto suportada	Dolomitização, silicificação, pirita disseminada, glauconitização		Fluxos traitivos	Packstone bioclástico <i>Sinuella</i> minuta	Bioesparita mal selecionada <i>Sinuella</i>	Packstone bioclástico <i>Sinuella</i>	Packstone bioclástico <i>Sinuella</i>	6.2	2.90
Cap	Calcarenito peloidal grumoso	clasto suportada	Dolomitização			Grainstone peloidal	Pelmicrito/ Pelsparito			29.2	13.82
CICap	Calcarenito peloidal com graduação normal	clasto/matriz suportada	Dolomitização, micritização, glauconitização, dedolomitização, estilolitização	Graduação normal (Finning upward)	Fluxos traitivos unidirecionais	Wackestone/ Packstone/ Grainstone	Biomicro/ Bioesparito empacotado	Wackestone/ Packstone/ Grainstone	Wackestone/ Packstone/ Grainstone	56.5	26.70
Cri	Calcarenito intraclástico	matriz suportada	Dolomitização		Inframaré com retrabalhamento por tempestades	Wackestone intraclástico	Micrito intraclástico	Floatstone intraclástico	Floatstone intraclástico	3.8	1.80
Crbg	Calcarenito bioclástico glauconítico	clasto suportada	Estilolitização, intensa dolomitização, silicificação, e glauconitização		Fluxos traitivos. Deposição lenta	Packstone bioclástico glauconítico	Bioesparito pobremente selecionado glauconítico	Rudstone ou Floatstone	Rudstone ou Floatstone	11.1	5.25

Figura 59 – Tabela de fácies gerada a partir dos testemunhos da Cobertura (base do Mb. San Saba, topo da Fm. Wilberns)

6.2.3 Aspectos diagenéticos do Membro San Saba

A dolomitização (substituição de calcita por dolomita) é o processo diagenético mais evidente na sucessão carbonática da base do Membro San Saba. Os cristais de dolomita – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – formam texturas planares euédricas (e) e subédricas (s) (Fig. 44B, 48A) com calcita espática intercrystalina em proporções variadas. Os cristais de dolomita também podem aparecer zonados nos quais o núcleo tem uma textura mais nebulosa, enquanto a parte externa é mais límpida, sugerindo forte influência marinha, corroborando com o modelo proposto. Em algumas porções, a dolomitização ocorre como frentes de substituição (Figs. 51 e 53), sugerindo a influência de fluídos que percolam e mudam a mineralogia original calcítica.

Muitos cristais de dolomita formam-se ao longo de estilólitos indicando uma relação paragenética temporal em que a compactação química, que gerou os estilólitos, antecede o processo de substituição que formou as dolomitas (Fig. 44E). A dissolução tardia (possivelmente do estágio de soerguimento e alteração telogenética) produz porosidade intercrystalina a partir da metaestabilidade de núcleos com maior potencial diagenético (Fig. 44F).

A porção mais bioclástica da sucessão estudada apresenta dedolomitização com relativa frequência. Essa “calcitização” dos cristais de dolomita ocorre porque os poros deixados pela dissolução são preenchidos por cimentação tardia, o que pode sugerir uma fase meteórica eogenética de alteração.

As compactações química e física ocorrem como resposta ao soterramento profundo dessas rochas. Contatos suturados e fragmentos de conchas nitidamente “amassados” caracterizam a compactação mecânica, enquanto os estilólitos caracterizam a dissolução por pressão (Figs. 54C e D).

A cimentação é muito complexa nessas rochas e ocorre de diversas formas. A fase eogenética pode ser reconhecida por algumas crostas microcristalinas ao redor de fragmentos de trilobitas e gastrópodes. Calcita em blocos pode indicar cimentação meteórica pela influência de água na zona freática (Scholle, 2003). O crescimento sintaxial ou epitaxial de calcita pode indicar tanto a cimentação em zonas freáticas quanto a diagênese mais profunda (mesodiagênese). Calcita prismática com cristais equidimensionais (*equant*) e

sobrecrecimento de calcitas colunares são características também de diagênese profunda da fase mesogenética.

Desta forma, pode se inferir que essas rochas passaram por processos diferenciados de alteração diagenética. Processos eogenéticos, mesogenéticos e telogenéticos se sobrepõem, sendo a caracterização temporal, de muito difícil avaliação, exceto pelas poucas relações paragenéticas, como ocorre com as dolomitas e os estilólitos. Assim, se faz necessário um estudo mais detalhado e profundo para possivelmente definir o caminho de evolução após a deposição dos sedimentos que formaram essa sucessão de estratos carbonáticos.

6.3 A evolução e o declínio das bioconstruções: interpretação final

A partir da análise morfológica das bioconstruções (e seus estratos correlatos) do Mb. Point Peak, e da descrição faciológica dos estratos da base do Mb. San Saba, é possível interpretar a evolução do complexo de microbialitos do distrito de Mason.

Seguindo um evento de transgressão inicial, a Fase 1 do crescimento microbial se estabelece e inicia preferencialmente sobre os delgados depósitos conglomeráticos formados por intraclastos (*flat pebble ripup clasts*) interpretados como *lags* transgressivos gerados pelo retrabalhamento de substrato micrítico parcialmente cimentado no fundo marinho. Esse *lags* transgressivos podem também ser interpretados como contemporâneos aos grainstones bioclásticos iniciais. Acomodação suficiente permitiu que os biohermas crescessem apreciáveis 2-3 metros de relevo sinóptico. Cimentação e litificação contínua, em um provável ambiente marinho aberto, permitiram a formação da capa ou crosta trombolítica. Um evento de raseamento com decréscimo do nível relativo do mar “aproximou” a linha de costa permitindo a entrada de material siliciclástico granulometricamente fino na fábrica carbonática, encerrando o crescimento da fase 1 pela inibição do desenvolvimento microbial.

Nessa plataforma epicontinental rasa, com o nível relativo do mar baixo e conseqüente acomodação limitada, o crescimento microbial é reiniciado (fase 2) usando a crosta trombolítica da fase 1 como núcleo e substrato inicial. Concomitantemente, os estratos contemporâneos da fase 2 continuam sua sistemática evolução de sedimentação. As estruturas de crescimento microbial colunares se justapõem em sentido vertical e, pausas incrementais no aumento relativo do nível do mar induzem periodicamente a expansão lateral além das margens do crescimento da fase 1. Essas expansões laterais associadas ao baixo relevo

sinóptico da fase 2, permitiram a interação das margens do corpo microbial com os sedimentos correlatos que preenche os espaços entre os biohermas, criando uma interpenetração entre o boundstone e o grainstone bioclástico circundante, o que provavelmente inibiu a formação de uma crosta trombolítica similar à da fase 1. O fim do crescimento da fase 2 pode ser interpretado como um súbito evento de aumento do nível relativo do mar, marcado pelo fim da deposição do grainstone bioclástico correlato.

Com o nível do mar relativamente mais alto, comparado com a fase 2, e acomodação suficiente, os trombólitos da fase 3 iniciam seu desenvolvimento usando o pré-estabelecido corpo microbial das fases 1 e 2 como substrato. Esse desenvolvimento permitiu a formação desse material que recobre a fase 2 com formação da crosta trombolítica muito similar àquela da fase 1. Novamente uma queda do nível relativo do mar, provavelmente mais intensa do que a que encerrou a fase 1, e consequente redução da acomodação, aproximaram ainda mais a linha de costa, permitindo o influxo de material fino de natureza siliciclástica, que “envenenou” a fábrica carbonática responsável pela conservação desse sistema marinho carbonático.

Uma possível retomada do nível relativo do mar mais alto poderia reiniciar o desenvolvimento microbial. Entretanto, embora a fábrica carbonática continuasse a gerar sedimentação neste ambiente, outros fatores inibiram a geração das bioconstruções. Sendo assim, as variações do nível relativo do mar continuaram a ocorrer com a Cobertura registrando fases de sedimentação normal com suas fácies areníticas, e eventos de tempestade com as fácies rudíticas e intraclásticas. Eventos de regressão trazem material siliciclástico da mesma forma como ocorria durante o crescimento das bioconstruções.

A partir da explosão de vida cambriana, novos metazoários se estabeleceram e evoluíram. Como foi observado com a análise faciológica da Cobertura, a quantidade de organismos, principalmente os moluscos, em especial os gastrópodes, aumentou consideravelmente (fácies Cas, Cab) e pode ter exercido papel fundamental para extinguir de vez os micróbios bioconstrutores pelo mecanismo de competição.

Os períodos de desenvolvimento dos metazoários ao longo da história geológica da Terra comumente inibem a proliferação de microbialitos, principalmente os recifes em ambientes marinhos, pela simples competição por recursos imposta pelos metazoários bentônicos que “pastam” no fundo oceânico. Quando uma extinção, ou um declínio regional de metazoários ocorre, a fauna microbial carbonática se desenvolve. Por essa razão, as

bioconstruções carbonáticas são anacrônicas e registram esse antagonismo entre esses dois grandes grupos de seres vivos ao longo do tempo geológico. Os períodos de ascensão microbial são denominados anacronísticos (Calner, 2005) e os microbialitos de Mason provavelmente registram um desses “momentos” de ascensão microbial. Portanto, o aumento na frequência de moluscos e trilobitas (evidenciado pelas fácies bioclásticas da Cobertura) pode ter sido o fator responsável pelo fim das bioconstruções do Mb. Point Peak.

Sendo assim, foi elaborado um modelo esquemático simplista da evolução das feições carbonáticas observadas neste estudo (Fig. 60).

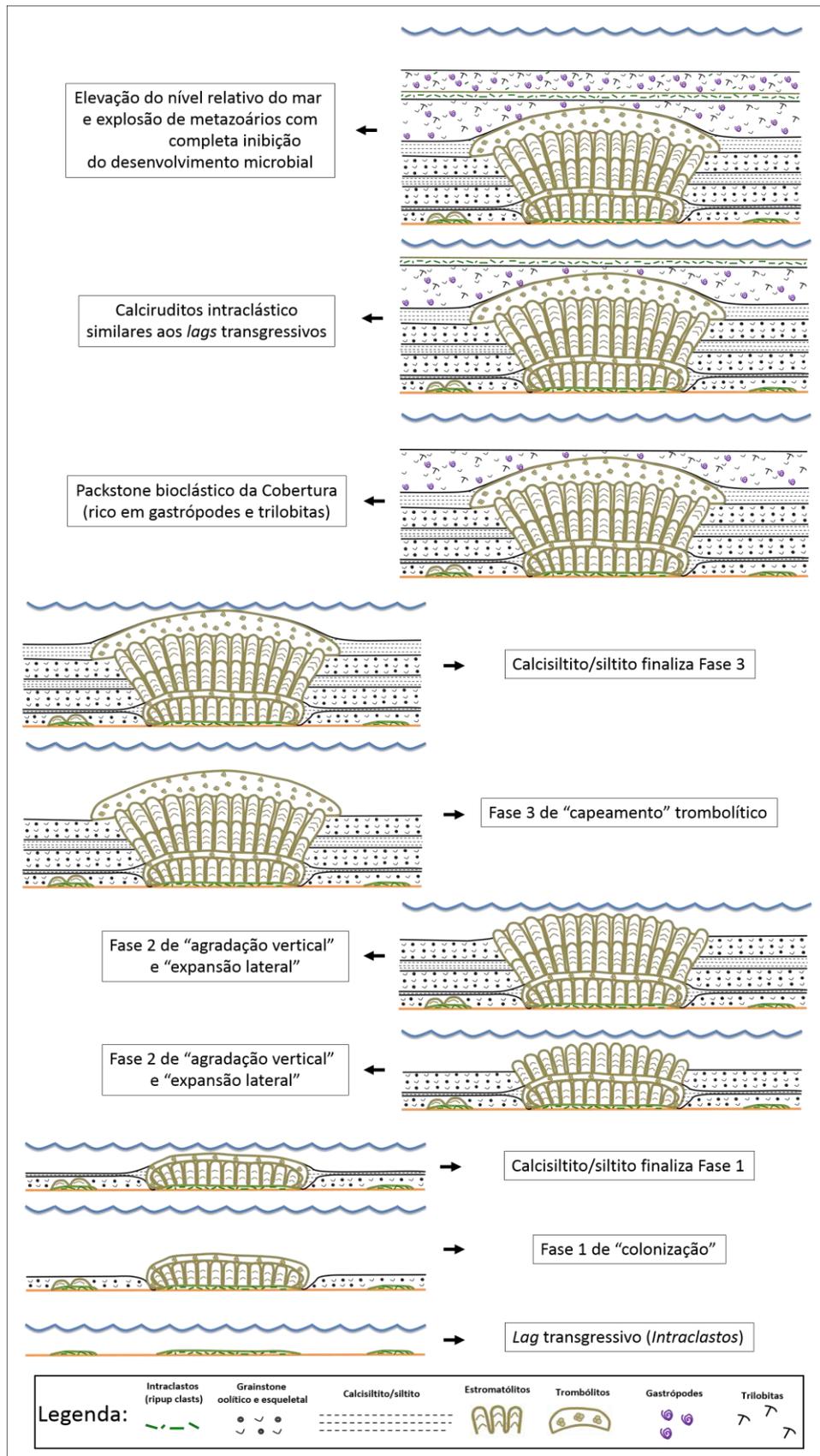


Figura 60 - Modelo esquemático proposto para a evolução das bioconstruções do Mb. Point Peak e da Cobertura, base do Mb San Saba.

7 CONCLUSÕES

O estudo da sucessão carbonática dos membros Point Peak e San Saba da Formação Wilberns no distrito de Mason permitem concluir que:

1. As bioconstruções do topo do Membro Point Peak possuem evidências suficientes para permitir sua subdivisão em três fases de crescimento com características litológicas e morfológicas distintas: A fase 1 (de “colonização”), a fase 2 (de “agração vertical” e “expansão lateral”), e fase 3 (de “capeamento”), fato que corrobora com o modelo final proposto da Figura 60;
2. Os microorganismos bioconstrutores parecem ter preferência em estabelecerem-se em substratos diferenciados, pois os biohermas iniciam seu crescimento a partir de calciruditos intraclásticos (*flat-pebble ripup clasts conglomerate*), interpretados como *lags* transgressivos;
3. Um único bioherma pode apresentar texturas distintas (estromatolítica e trombolítica) dependendo da fase de crescimento em que se encontra, e podem ocorrer interações entre as fases microbiais e o material clástico que as circunda, evidenciado pela interpenetração que ocorre durante o crescimento da fase 2 de “agração vertical” e “expansão lateral”;
4. A variação do nível relativo do mar parece exercer papel fundamental na evolução dos biohermas, controlando a acomodação disponível para o crescimento predominantemente vertical ou lateral, e o influxo de material siliciclástico (com formação de calcissiltito de composição mista), que inibe o desenvolvimento microbiano responsável pela formação das bioconstruções;
5. As bioconstruções de recifes carbonáticos parecem ser elementos geológicos de natureza fractal, ou seja, elementos escala-invariantes. E pelo menos 4 ordens de escala podem ser observadas no pavimento do rio James: 1ª ordem (~180m – 100m), 2ª ordem (~20m), 3ª ordem (~4m) e 4ª ordem (~1m), onde parecem variar com um fator de 5;
6. A Cobertura tem natureza totalmente clástica sendo predominantemente composta por calcarenitos (>70%) e calciruditos (~7%), com textura de packstone. Seus

estratos são fortemente arqueados sobre os biohermas principalmente devido a compactação diferencial;

7. O topo do Mb. Point Peak está possivelmente inserido em um contexto de período anacrônico, e o aumento significativo na frequência de metazoários (principalmente gastrópodes e os trilobitas), materializada pela grande quantidade desses organismos presentes nas fácies da Cobertura, diminuiu os recursos necessários para o desenvolvimento das bioconstruções. Sendo assim, as evidências nesse estudo sugerem que a competição gerada pela ascensão metazoária do Cambriano superior, foi o mecanismo responsável pelo desaparecimento das bioconstruções da Formação Wilberns;
8. Embora a compactação química e física, cimentação, neomorfismo e dissolução sejam processos diagenéticos comuns nas rochas da base do Membro San Saba, o processo de substituição de calcita por dolomita (dolomitização) é a principal feição diagenética observada;

Como sugestões de trabalhos futuros vinculados ao tema, seriam necessários (as):

- Maior detalhamento das feições diagenéticas de ambas as unidades estudadas (o Mb. Point Peak e o Mb. San Saba);
- Análises geoquímicas de isótopos de oxigênio e carbono para amarrar os dados morfológicos de afloramento com dados isotópicos;
- Lâminas e análises microscópicas das fases microbiais, de modo a investigar variações macroscópicas como resposta às variações em microescala, bem como para investigar ainda mais a ideia da natureza fractal das bioconstruções recifais;

Referências bibliográficas

RHOADES A.J. 2010. Texas State Historical Association. Mason County. Austin, Texas, Versão, 15.06.2010. URL: <https://tshaonline.org/handbook/online/articles/hcm04>. Acesso em: 21.11.2015.

BARNES, Virgil E.; BELL, Charles W. The Moore Hollow Group: Bureau of Economic Geology 1ª ed. Austin, 1977. v.88, 169p.

BATHURST, Robin G. C. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, North Wales, v.34, p.749-779, 1987.

BERRYMAN, J. G.; WANG, H. F., Elastic Wave Propagation and Attenuation in a Double-Porosity Dual-Permeability Medium. Nevill Cook Memorial Conference, Berkeley, CA, p.1-24, outubro.1998.

BRIDGE, Josiah; BARNES Virgil E.; CLOUD, Preston E. Stratigraphy of the Upper Cambrian, Llano Uplift, Texas. *Bulletin of the Geological Society of America*, Austin, v.58, n.1, p.109-124, janeiro.1947. ISSN 0016-7606.

CALNER, Mikael. A Late Silurian Extinction Event and Anachronistic Period. *Geological Society of America – Geology*, Solvegatan, v.33, n.4, p. 305-308, abril.2005. ISSN 1011-3021

CLOUD, P. E.; BARNES, Jr.; BRIDGE, Josiah. Stratigraphy of the Ellenburger group in Central Texas: A progress Report. *Bulletin of the Geological Society of America*, Austin, n.4301, p.133-161. abril.1945.

CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, Cidade, v.54, n.2, p.207-250, 1970.

DATA USA. Mason County, TX. Massachusetts, 2014. Versão 2016. URL: <https://datausa.io/profile/geo/mason-county-tx/#economy>. Acesso em: 07.12.2015.

DRAVIS, Jeffrey J. Holocene Sedimentary Depositional Environments on Eleuthera Bank Bahamas. 1977. 386p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Master of Science Programm, Geology and Oceanography Institute, University of Miami, Miami.

DRAVIS. J.Jeffrey. Petrology of Carbonate Rocks. In: Carbonate Depositional System (ESCI 506), Rice University, Department of Earth Science. 2015. Houston. Andre Willys Droxler. 238p.

DROXLER, André W. Mason Field Trip Guide. *In: Carbonate Depositional System (ESCI 506)*, Rice University, Department of Earth Science. 2015. Houston. Andre Willys Droxler. 43p.

DUNHAM, R.J. Classification of Carbonate Rocks According to Their Depositional Texture. In: HAM W.E.: ed. Classification of Carbonate Rocks: Tulsa, OK. American Association of Petroleum Geologists, 1962, v.1, p. 108-121.

EMBRY, A.F.; KLOVAN, J.E. A Late Devonian Reef Tract on Northeastern Banks Island. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v.19, n.1, p.730-781, 1971.

FERRING, Reid. The Geology of Texas 1^a.ed. University of North Texas, Thomson Brooks/Cole, 2007. 21p. ISBN 0-759-39079-7.

FLUGEL, Erik. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application 1^a ed. Berlin: Springer, 2004, 976p. ISBN 3-540-22016.

FLUGEL, E.; KIESSLING, W. A new look at ancient reefs. SEPM Special Publications, Erlangen, n.72, p.3-10. 2002.

FOLK, Robert L. Spectral Subdivision of Limestone Types. In: HAM, W. E. Classification of Carbonate Rocks-A Symposium: American Association of Petroleum Geologists. v.1, p. 62-84. 1962.

FOLK, Robert L. Some Aspects of Recrystallization in Ancient Limestones. In: PRAY, L. C., MURRAY, R. C. (eds.) Dolomitization and Limestone Diagenesis, a Symposium. Tulsa: SEPM, 1965. v.13, p.14-48.

FOLK, Robert L. Petrology of Sedimentary Rocks 1^a. ed. Austin: Hemphill, 1974, 184. ISBN 0-914696-14-9.

FRITZ, Richard; DERBY, James; LONGACRE, Susan; MORGAN; STERNBACH, Charles. The Great American Carbonate Bank: The Geology and Economic Resources of the Cambrian – Ordovician Sauk Megasequence of Laurentia. Massachusetts: AAPG Memoir, 2012. v.98, 1207p. ISBN 978-0-89181-380-4.

GEESAMAN, Richard; WILSON, James. Facies Belts, Microfacies, and Karst Features of the Ellemurger Group, Kerr Basin, Texas: Observations Based on Cores. In The Great American Carbonate Bank: The Geology and Economic Resources of the Cambrian – Ordovician Sauk Megasequence of Laurentia. Massachusetts: AAPG Memoir, 2012. v.98, 458p. ISBN 978-0-89181-380-4.

GODOY, J.M.O. O Calcário e as Grutas Calcárias. Rio de Janeiro, 2013. Versão, 2016. URL: http://web.ccead.puc-rio.br/condigital/mvsl/Sala%20de%20Leitura/conteudos/SL_o_calcario_e_as_grutas_calcarias.pdf. Acesso em: 26.07.2016.

GOLONKA, J. Plate-tectonic maps of the Phanerozoic. In: KIESSLING, W.; FLUGEL, E. & GOLONKA, J. (eds.) Phanerozoic Reef Patterns. 1. ed. Cidade: SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publications 2002. v.72, p.21-75.

GOLONKA, Jean. Phanerozoic Paleoenvironment and Paleolithofacies Maps, Early Paleozoic. Akademia Górniczo-Hutnicza, Cracóvia, v.35, n.4, p.589-654, 2007.

GROTZINGER, J. P.; KNOLL, A. H. Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, Cambridge, v.27, p.313-358, 1999. ISSN 0084-6597

HARPER, Rebecca A. *Geology of the McMillan Ranch in Mason, Texas: an Assessment of the Nature of Normal Faults in the Mason Area*. 2011. 74p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Master of Geosciences, University of Texas A&M, Austin.

JAMES, N.P.; KENDALL, A.C. Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.) *Facies Models: Response to sea level change*. 1992, cap.14, p.265-276.

KHANNA, P. Upper Cambrian Microbial Reefs, Mason, Texas: The Making of Virtual Outcrops Using Photogrammetry. In: 2015 RICE OIL & GAS HPC WORKSHOP., 2015, Houston. Resumos eletrônicos Houston: André W. Droxler, 2015. URL: <https://2015riceoilgashpcworkshop.sched.com/event/2NF4/poster-upper-cambrian-microbial-reefs-mason-texas-the-making-of-virtual-outcrops-using-photogrammetry-pankaj-khanna-rice-university>. Acesso em: 9.03.2016.

KOR-IT INC. Diamond tools. Los Angeles, Julho.2002. Versão 2015. URL: <https://kor-it.com/product/k-501-hand-held-gasoline-core-drill>. Acesso em: 12.11.2015.

LOCHMAN-BALK, Christina. Upper Cambrian Faunal Patterns on the Craton. *Geological Society of America Bulletin*, Cidade, v.81, p.3197-3224, novembro.1970.

MARTÍNEZ, Mario I. *Estratigrafia e Tectônica do Grupo Bambuí no Norte do Estado de Minas Gerais*. 2007. 137p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

MOORE, C. H. *Carbonate Diagenesis and Porosity*. 1. ed. Amsterdam: Elsevier Science B. V., 1989. v.46, 338p. ISBN 0-444-87415-1.

MORELOCK, J.; RAMIREZ, W.; HALLOCK, P. & HUBBARD, D. *Geological Oceanography Program: Llano Uplift Mineral Fossil*. Mayaguez, 2005. URL: <http://geology.uprm.edu/Morelock/thcgeol.htm>. Acesso em: 22.11.2014.

NIELSON, R. LaRell; BARKER, Chris. *Geology of the Western Llano Uplift, Fredericksburg to Mason, Texas*, Austin, 3.02.2013. Versão 2013. Faculty Publications. Paper 1. URL: http://scholarworks.sfasu.edu/geology/1?utm_source=scholarworks.sfasu.edu%2Fgeology%2F1&utm_medium=PDF&utm_campaign=PDFCoverPages. Acesso em 22.09.2016.

PAIGE, S. *Mineral Resources of the Llano-Burnet Region, Texas, with an Account of the Pre-Cambrian Geology*. Department of the Interior: United States Geological Survey. Boletim 450, 103p, 1911.

PAIGE, Sidney. *Description of Llano and Burnet Quadrangle*. Department of the Interior: United States Geological Survey. *Geology Atlas* v.183, 1912.

PERYT, T., *Coated Grains*. 4 ed. Berlin: Springer, 1983. v.121, 382p. ISBN 3-540-12071-8.

RIGBY, J. Keith. Some Unusual Hexactinellid Sponge Spicules from the Cambrian Wilberns Formation of Texas. *Journal of Paleontology*, v.49, n.2, p.412-415, Março.1975.

SCHLAGER, Wolfgang. *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. Amsterdam: SEPM (*Society for Sedimentary Geology*), 2005. ISBN 1-56576-116-2.

SCHLAGER, Wolfgang. Fractal Nature of Stratigraphic Sequences. *Geological Society of America, Cidade*, v.32, n.3, p.185-188, março.2004. DOI: 101130/G20253.

SCHOLLE, Peter A.; SCHOLLE, Dana S. *A Colour Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 2003. v.77, 459p. ISBN 0-89181-358-6.

SEPKOSKI J. J. Jr. Flat-pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna. In: EINSELE, G.; SEILACHER, A., (eds.) *Cyclic and Event Stratification*. Berlin: Springer, 1982. p.371-385.

SLIGER, Keneth L. *Geology of Lower James River Area, Mason County, Texas*. 1957. 94p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Geology Programm, Institute of Mechanics and Agriculture, University of Texas A&M, Austin.

SPINCE, Ben R. *The Paleocology of Some Upper Cambrian Reefs from Central Texas, the Great Basin and Colorado, USA*. 1997. 220p. Tese (Doutorado em Geologia) – Philosophy Programm, University of Cambridge, Cambridge.

SRIVASTAVA, Narendra. *Curso de Estromatólitos e Esteiras Microbianas*. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, 2016. Rio de Janeiro 192p.

TERRA, G. J. Salamoni. *Classificação de Rochas Carbonáticas Aplicável às Bacias Sedimentares Brasileiras*. *Boletim de Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.18, n.1, p.9-29, maio.2010.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: an introduction*. Oxford: Blackwell, 1981, 252p.

TUCKER, Maurice E.; WRIGHT, Paul V. *Carbonate Sedimentology*. 1. ed. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 496p.

TURCOTTE, Donald L. *Fractals in Geology: What are they and what are they good for?* *GSA Today*, Boulder,CO, v.1, n.1, p.2-4, Janeiro.1991. ISSN 1052-5173.

WRIGHT, V.P. *A Revised Classification of Limestones*. *Sedimentary Geology*. v.76, p.177-185, 1992.