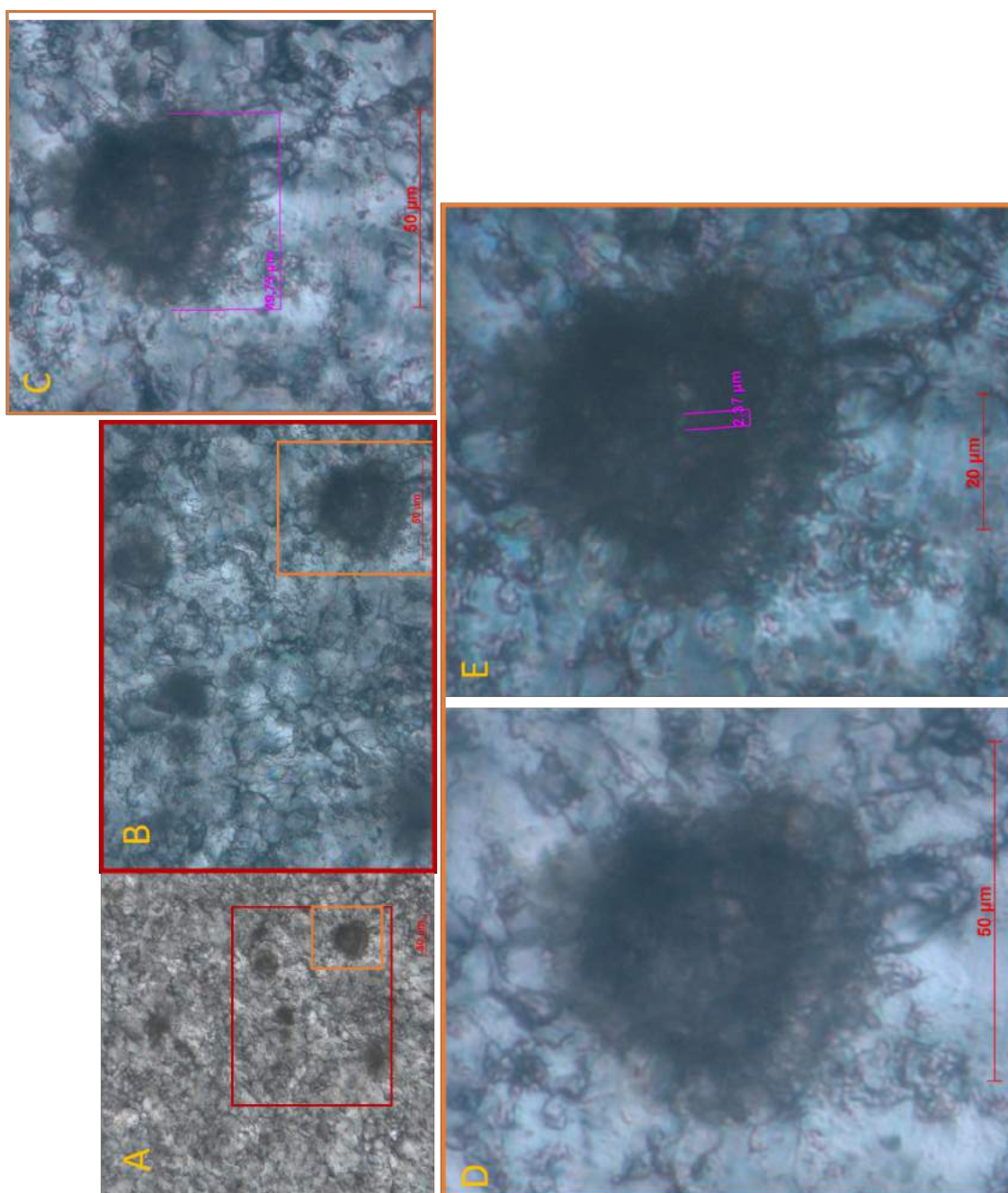


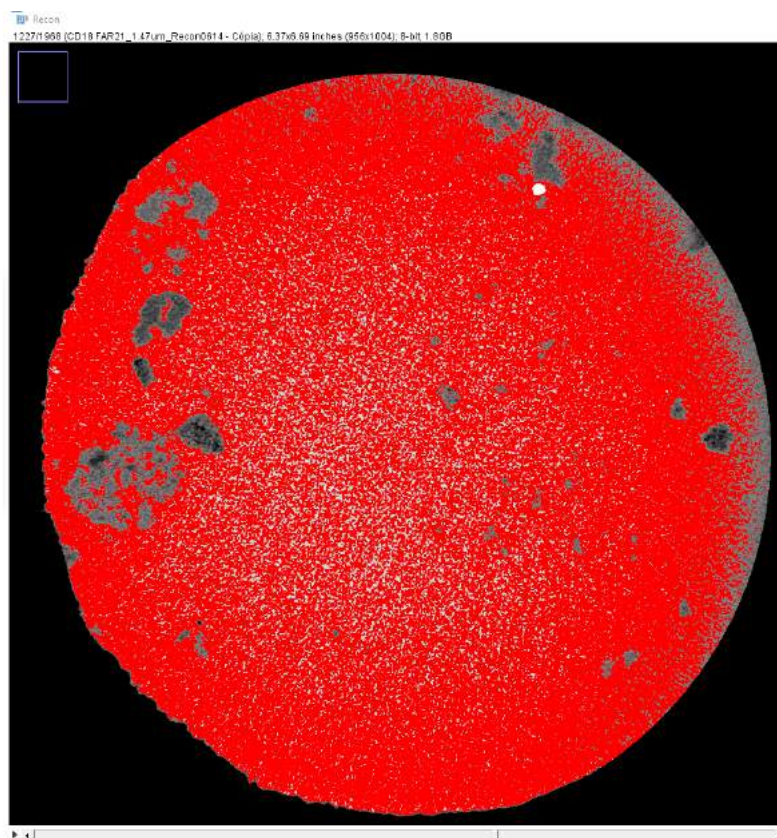
Figura 92 - Lâmina delgada CD18 – microcalcificação



Legenda: (A) Característica micropeloidal; (B) Aumento da área demarcada por retângulo vermelho em (A); (C) Magnificação da área delimitada por retângulo cor de abóbora em A e B; (D,E) Magnificação do objeto, podendo-se ver em seu núcleo estruturas com cerca de 2 µm, sugerindo microrganismos calcificados.

Fonte: A autora, 2018.

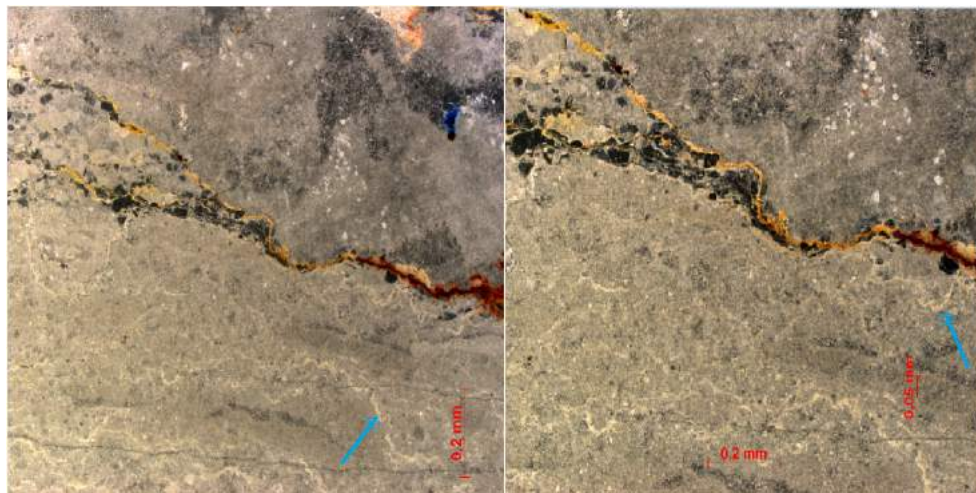
Figura 93 - Microtomografia – CD18 – topo do plugue FAR21 – estromatolito



Legenda: Análise de microtomografia de RX - amostra CD18 - topo do plugue FAR21 - estromatolito. Microtomografia de raios-X em fragmento do topo do plugue FAR21. Separação das fases minerais. Em vermelho, está representada a calcita. Em tom de cinza escuro e em preto, a dolomita e fase porosa, respectivamente. O branco brilhante é pirita.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 94 - Lâmina delgada CD19 (plugue FAR21) observada à lupa binocular



Legenda: Estromatolito com enxame de estilólitos (seta azul), que podem fazer confundir com laminações.

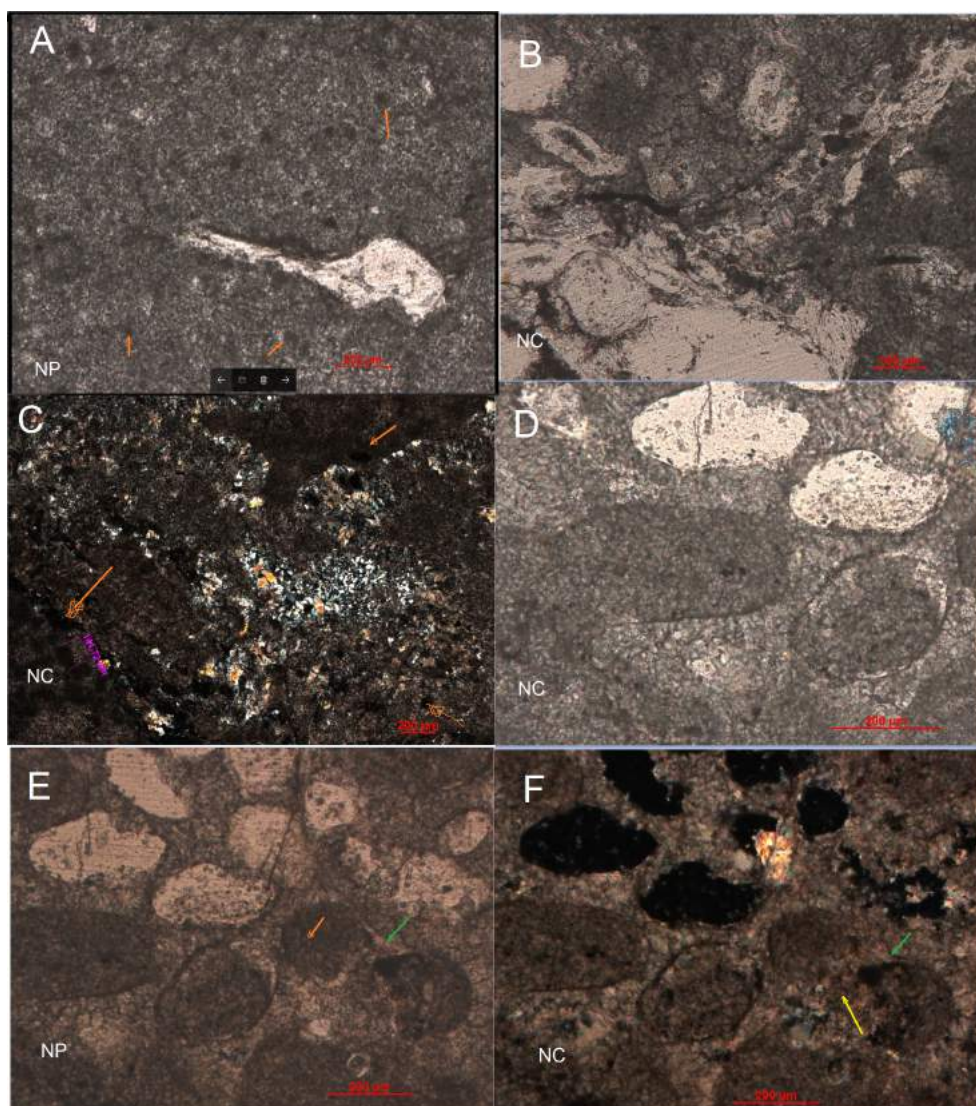
Fonte: A autora, 2018.

tuída por grãos de vários tamanhos e formas, às vezes aglomerados, em geral compostos por micrita, micropeloides, substituído por vezes por quartzo e fosfato (Figura 97). Cabe uma consideração sobre a classificação da fácies feita para esse pequeno segmento do plugue, tendo em vista o que foi definido na literatura como trombolito. De acordo com Kennard e James (1986), os trombolitos são descritos por sua estrutura **mesoscópica** que consiste de grumos milimétricos, até centimétricos, separados por manchas de carbonato espático. Esses autores descrevem ainda uma diversidade de formas que podem ter os mesocoângulos: “subarredondadas, ameboides, em forma de cacho de uva, arborescente, digitada, horizontal, pendente e cerebral”, que podem ser agrupadas, isoladas ou interconectadas. Assim, com base nessa categorização, a amostra foi classificada como trombolito pela sua aparência mesoscópica grumosa. Essa fácies aparece em outros intervalos do plugue entre fácies laminadas.

Microscopicamente, esse intervalo poderia ser classificado como um *grainstone* oolítico/oncolítico intraclástico, entretanto, não se observam, nas estruturas arredondadas e ovais, camadas de crescimento concêntricas como nos ooides e oncooides de origem orgânica. Esses grãos por vezes são formados pela coalescência de outros grãos menores e são envolvidos por uma ou mais membranas (Figura 97). A estrutura interna desses aglomerados de grãos (que conferem a forma mesoscópica de grumos) é microgrumosa e micropeloidal, encontrando-se muitas vezes parcialmente substituída por microespátio, quartzo ou carbonato-fluorapatita.

A partir da análise petrográfica, propõe-se a seguinte evolução diagenética (Figura 97G): cimento de hábito colunar em volta do grão (ambiente marinho freático); soterramento, compressão e dissolução evidenciados por estilólitos e cimento em mosaico de calcita (comum em ambiente continental freático profundo).

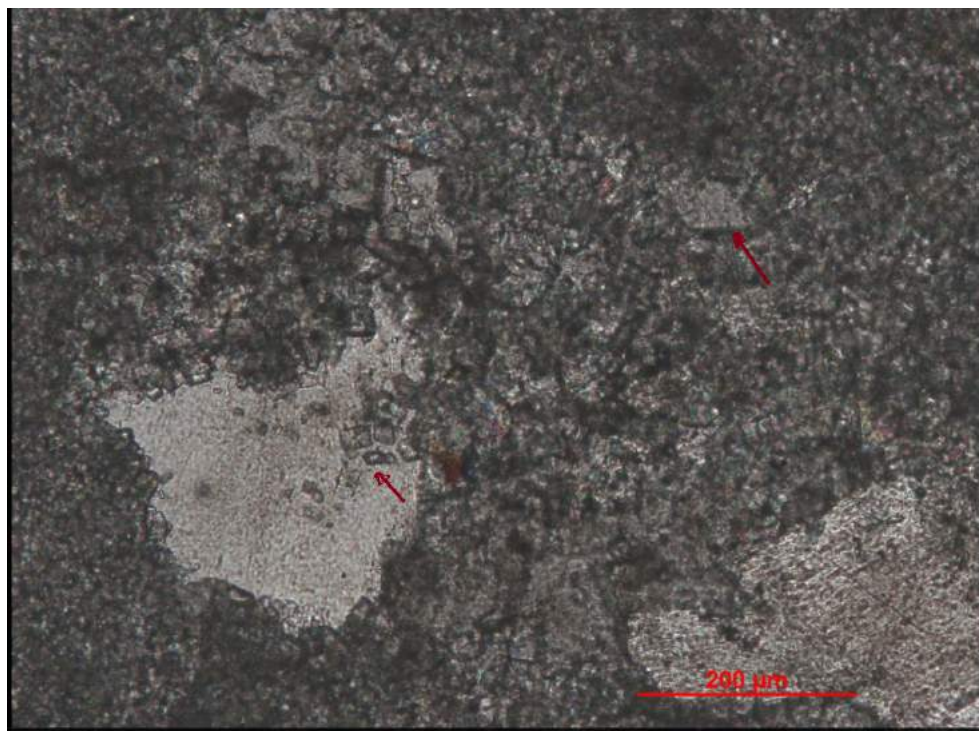
Figura 95 - Lâmina delgada CD19 (plugue FAR21) ao microscópio petrográfico – estromatolito



Legenda: Análise de lâmina delgada. (A) Microfácies peloidal (peloides indicados por seta cor de abóbora); (B) Grãos esferoides e elipsoidais fosfatizados; (C) Peloides fosfatizados (seta cor de abóbora) em cimento micrítico silicificado; (D-F) Grãos esferoides e elipsoidais - alguns fosfatizados completamente e outros micritizados. Os grãos esferoides e elipsoidais micritizados parecem ser constituídos por micropeloides (seta cor de abóbora). Zona de compressão, indicada por seta amarela em (F), segmentou o grão, sendo cimentada por espatito posteriormente. A seta verde aponta para membrana micrítica que não se rompeu.

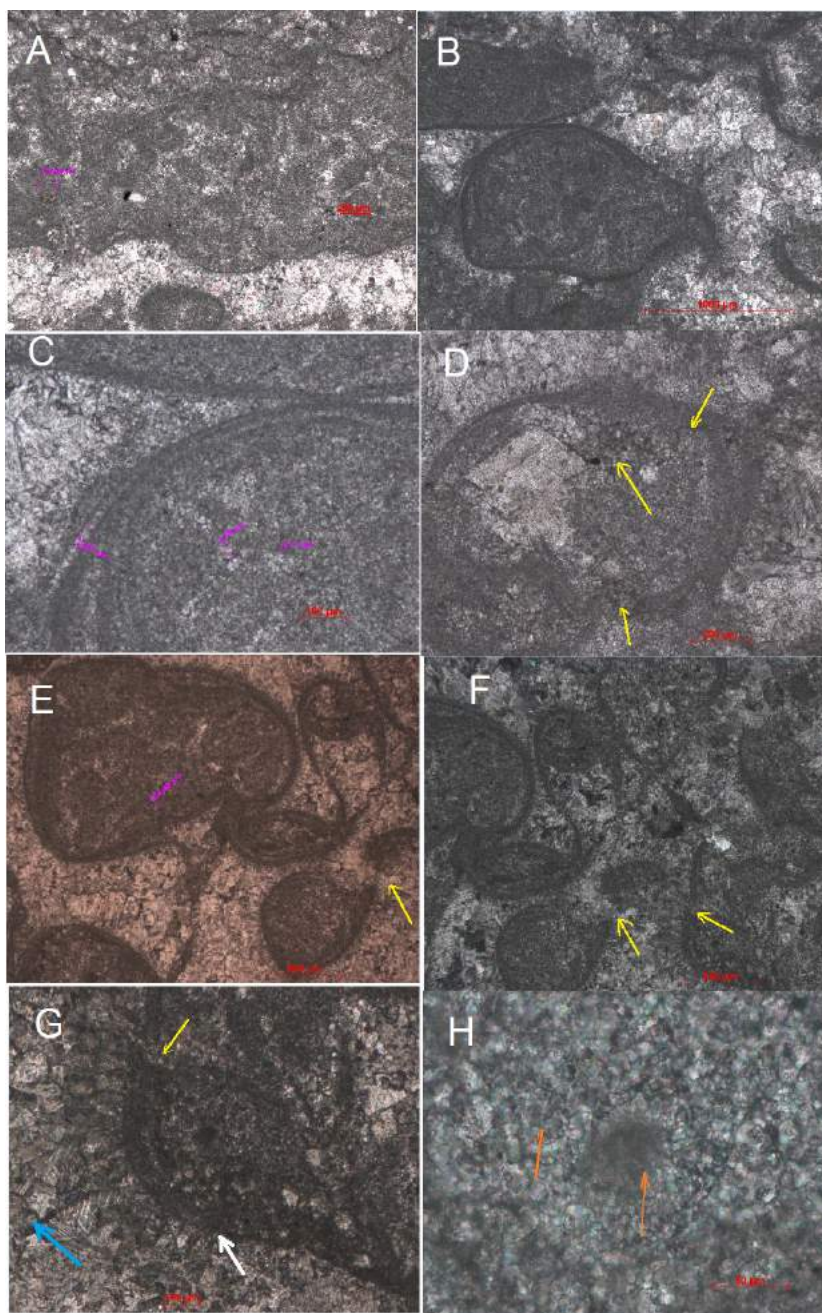
Fonte: A autora, 2018.

Figura 96 - Lâmina delgada CD19 (plugue FAR21) – estromatolito



Legenda: Análise de lâmina delgada. Dolomitização secundária, após silicificação.
Fonte: A autora, 2018.

Figura 97 - Lâmina delgada CD20 (plugue FAR21) – Fácies trombolito



Legenda: (A-F) Grãos isolados micritizados; (B) Grãos se tocam pontualmente; (C) Estrutura do córtex dos grãos; (D) Estilolitos (seta) e dolomitização tardia; (E-F) Rompimento da estrutura por compactação (seta); (G) Fases diagenéticas: franja colunar (seta branca), cimento em mosaico (seta azul) e compactação (seta amarela); (H) Microgrumos (seta cor de abóbora) constituídos por um núcleo micrítico contornado por um anel calcítico.

Fonte: A autora, 2018.

Maior detalhamento sobre essa amostra foi obtido por meio de MEV feita em seção polida no modo elétrons retroespalhados. A Figura 98 apresenta a varredura da amostra onde se consegue observar a estrutura grumosa. A identificação da composição mineralógica foi feita por EDX, sendo comum a calcita, dolomita, quartzo, alumino-silicato de potássio, carbonato-fluorapatita e pirita, conforme ilustra a Figura 99. A porosidade é do tipo intergranular (como no contato entre dolomita e carbonato-fluorapatita) e intragranular, associada à calcita, dolomita e ao carbonato-fluorapatita (Figuras 100 e 101), sendo mais comum na dolomita.

A fim de se analisar como se interrelacionam essas fases minerais, procedeu-se à microtomografia de raios X. A resolução da imagem adquirida (tamanho do pixel da imagem) é de $3,89 \mu\text{m}$, sendo 992 o número de imagens que compõem o volume. O tratamento das imagens foi feito por meio do software livre ImageJ, com o qual separaram-se as fases minerais, por contraste de densidade (variação de tons de cinza). De posse de cada fase isolada, então, se construiu um volume de imagens do fosfato (Figura 102), a fim de se ter noção de como essa ocorrência se distribui no espaço. A microfácies trombolito é constituída por muito objetos de vários tamanhos e formas diversas recobertos principalmente por carbonato-fluorapatita, mas também por quartzo, alumino-silicato de potássio e dolomita, interpretados como testas fósseis, pois essas possuem estrutura interna constituída por carbonatos ou sílica, sendo recobertos por uma membrana fosfática (Figura 102).

Alguns desses objetos apresentam parede externa, com terminações às vezes bruscas: afilada ou plana, com aberturas, características que não são pertinentes a grãos que cresceram por rolamento.

Para detalhar um pouco mais, foi feita microscopia eletrônica de varredura abrangendo quase todas as fácies que foram descritas no plugue FAR21. Ele foi segmentado em 14 intervalos, sendo que desses, nove foram analisados ao MEV

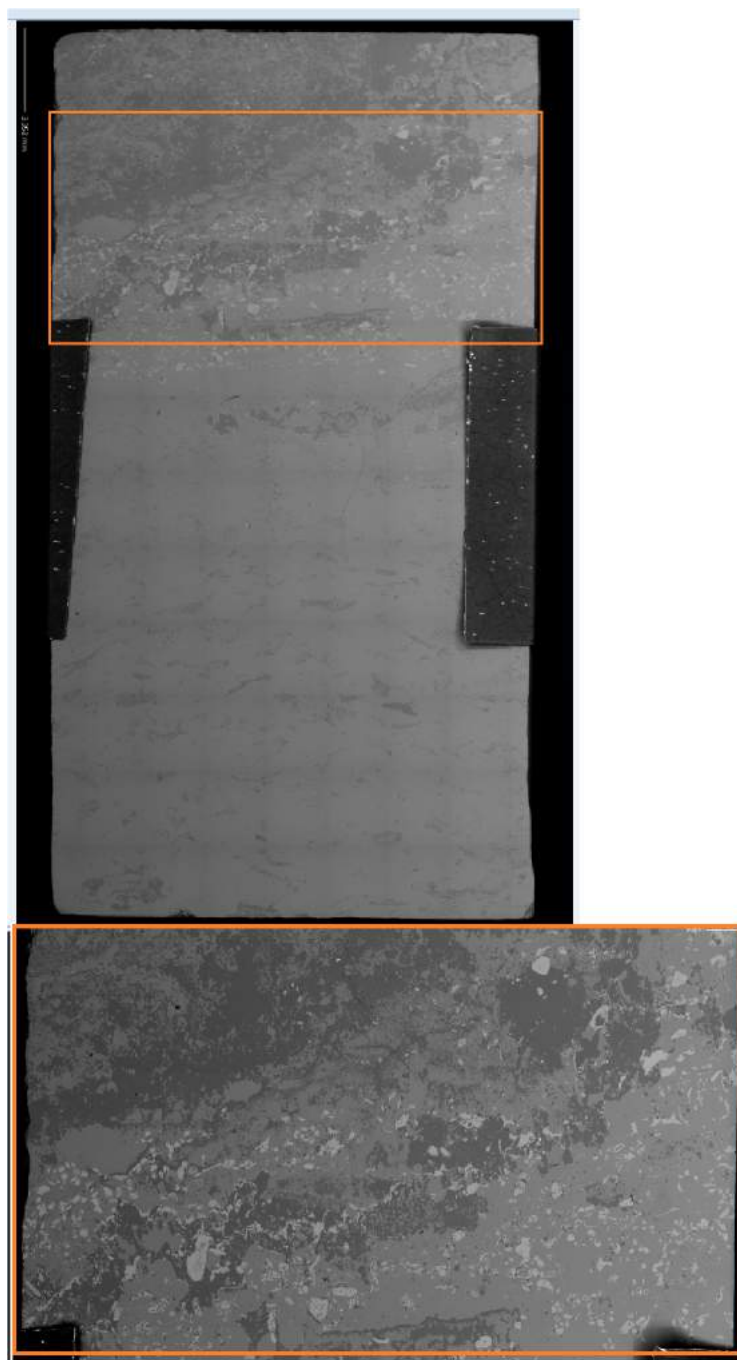
No topo do plugue, a amostra “A” apresenta estruturas filamentosas, às vezes solitárias, às vezes aglomeradas, em geral calcificadas, conforme se vê na Figura 103. O espectro da microanálise por energia dispersiva (EDX) acoplado ao MEV é apresentado em dois exemplos conforme mostra a Figura 104.

Alguns objetos não filamentosos são compostos por calcita e silicato de potássio, observando-se variação da distribuição dessas fases minerais ao longo do maior comprimento de cada estrutura possivelmente fóssil. O que eles têm em comum é um acentuado pico de carbono.

Algumas estruturas encontradas morfologicamente se assemelham a protistas (Tecamebas?). Algumas são compostas por calcita apenas, porém com alta concentração de carbono, conforme mostra a Figura 105, e outras, por silicato de potássio.

Não se conseguiu identificar nenhum possível traço de vida nas amostras “C”, “E”, “G” e “M”. Na amostra “N”, descreve-se uma imagem que sugere um tricoma (filamento sem bainha mucilagínosa), além de longo filamento com EPS junto com duas estruturas semelhantes às descritas em “A”. A microanálise elementar por EDX mostra que essas estruturas também possuem um pico de carbono elevado (Figura 107).

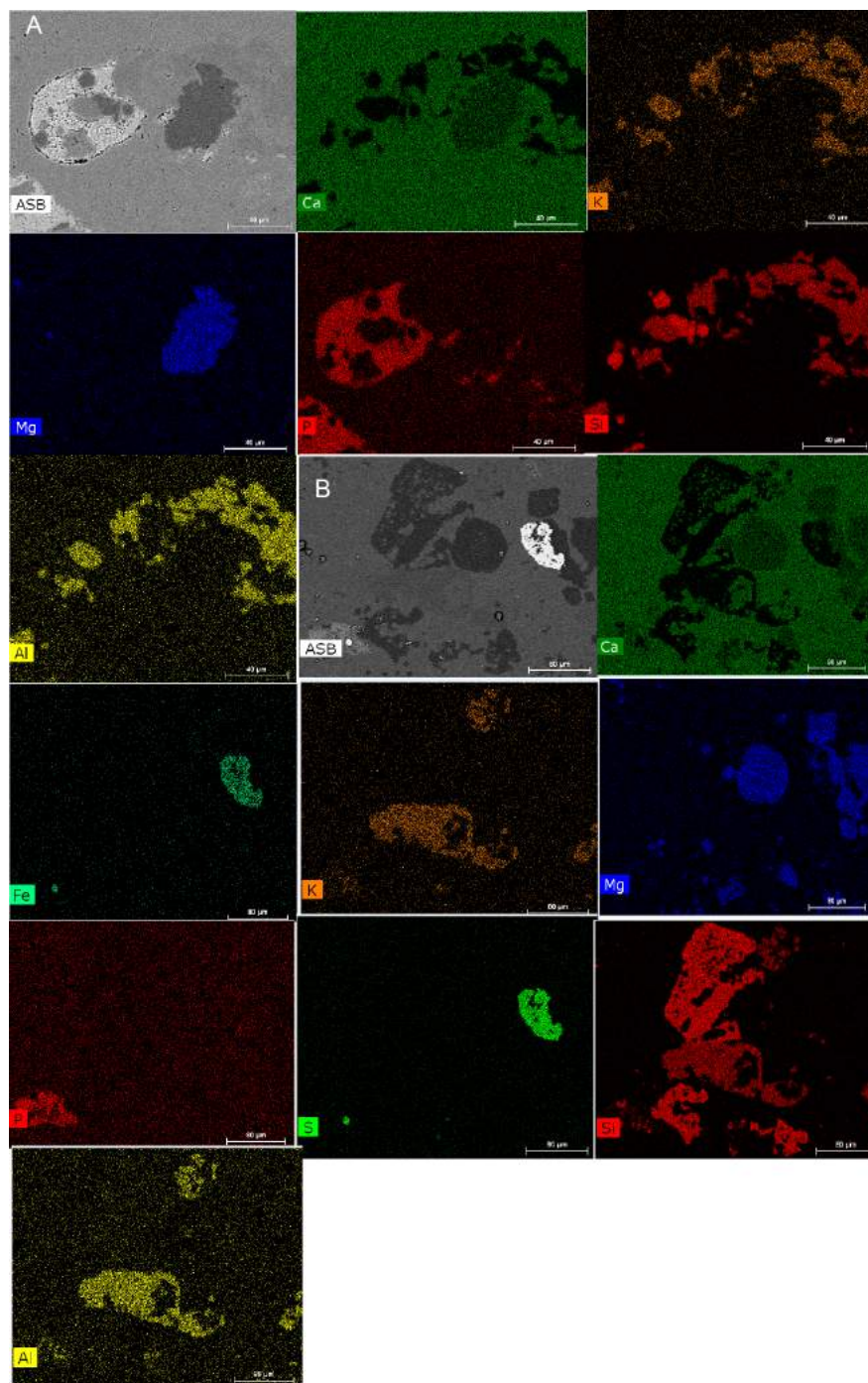
Figura 98 - MEV da amostra CD20 – Base do plugue FAR21



Legenda: Fotomicrografia da varredura da amostra por microscopia eletrônica. A imagem embaixo é um aumento da parte superior da amostra (destacada em cor de abóbora) em que se concentram objetos fosfatizados.

Fonte: A autora, 2018.

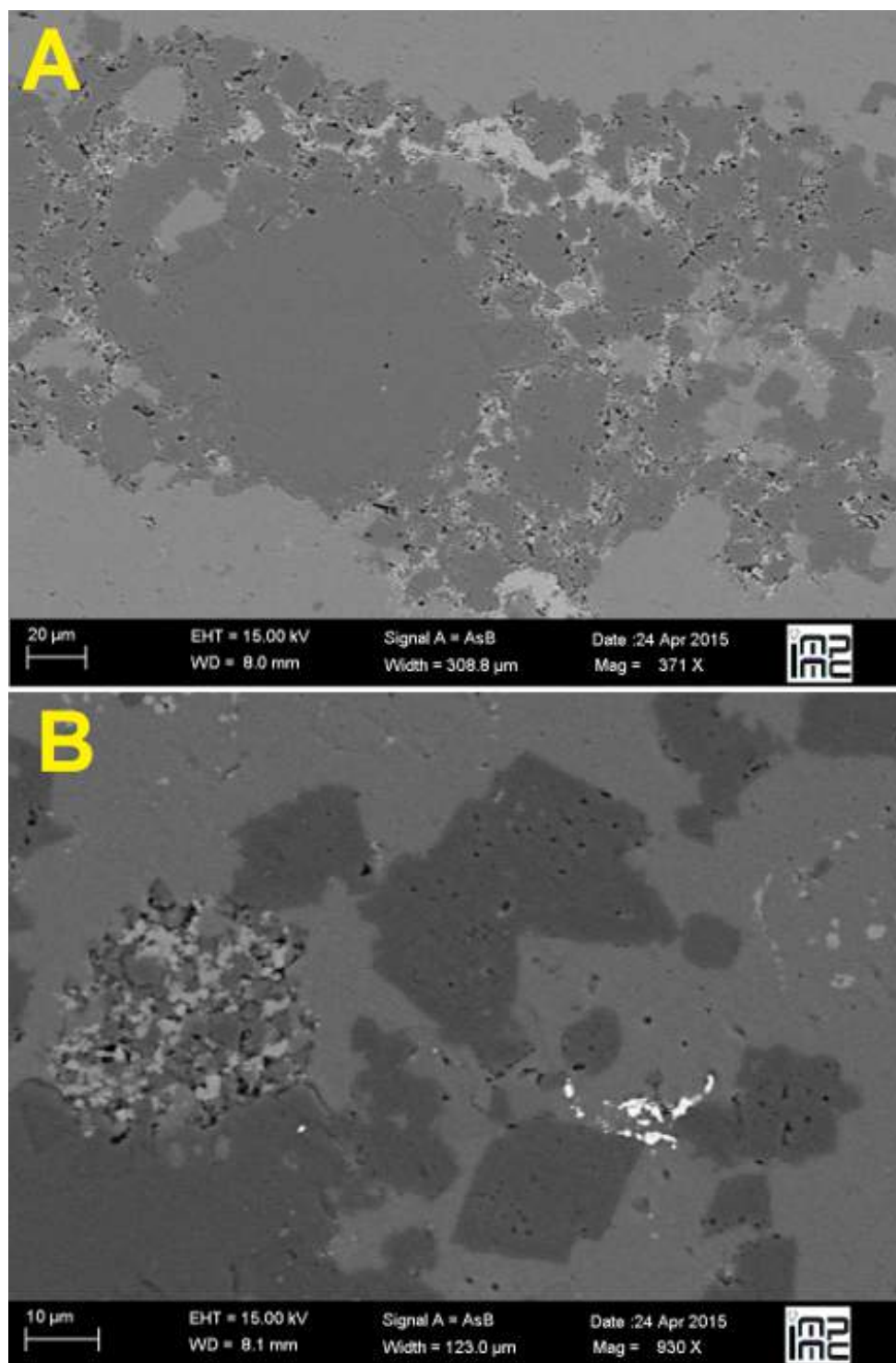
Figura 99 - Fases minerais na amostra CD20 (Plugue FAR21) identificadas por EDX



Legenda: Mapeamento de elementos por EDX nas fotomicrografias (A) e (B). Em (A), ocorrem principalmente calcita, alumino-silicato, fosfato de cálcio, dolomita e secundariamente quartzo. Em (B), predominam calcita, quartzo, alumino-silicato de potássio, dolomita, fosfato de cálcio, ocorrendo também pirita.

Fonte: A autora, 2018.

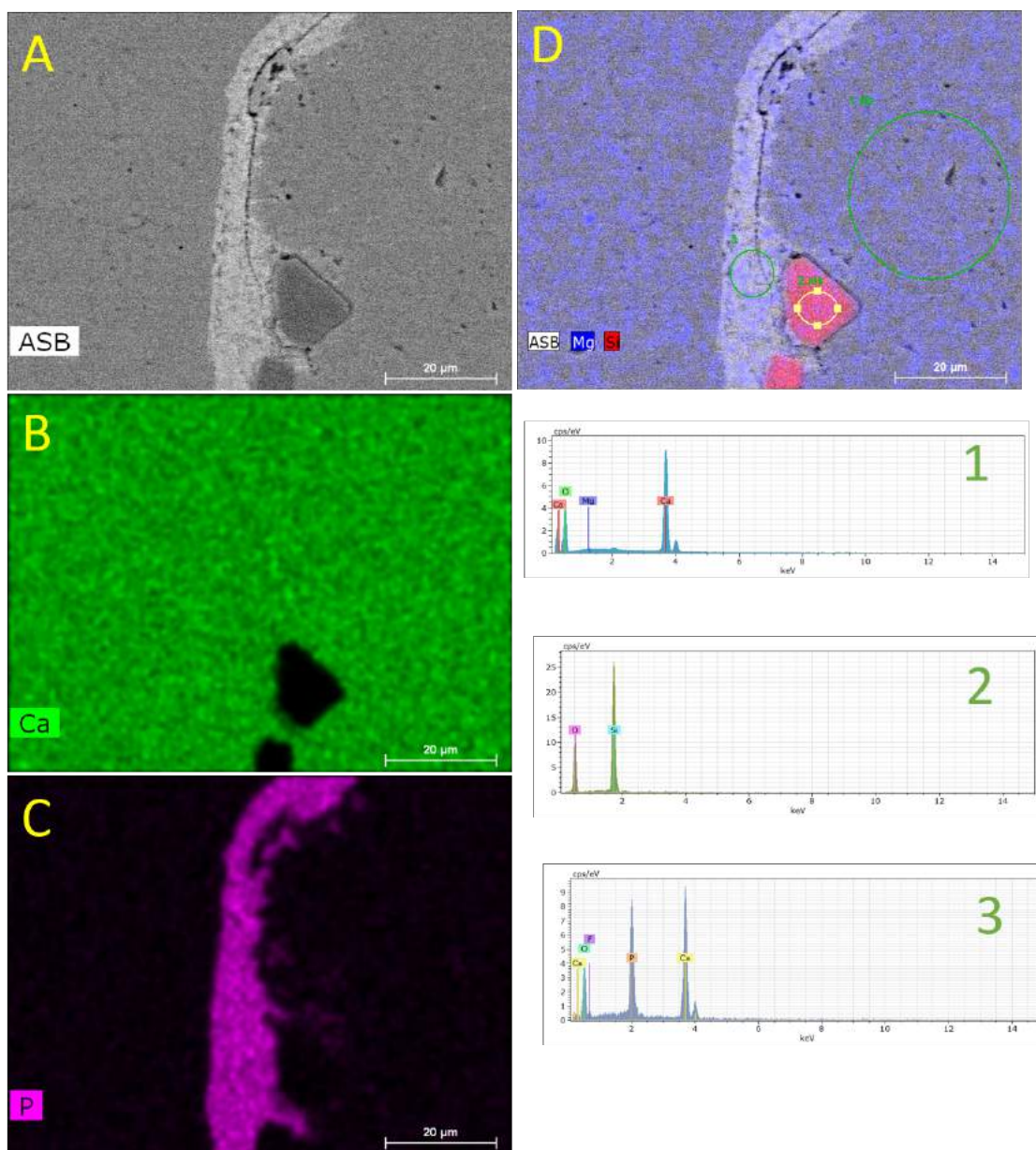
Figura 100 - Fotomicrografias de MEV da amostra CD20 (Plugue FAR21) – Tipos de porosidade



Legenda: Microporosidade identificada por MEV. (A) Porosidade intercrystalina; (B) Porosidade intracrystalina associada à dolomita (seta grená) e associada à calcita (seta rosa).

Fonte: A autora, 2018.

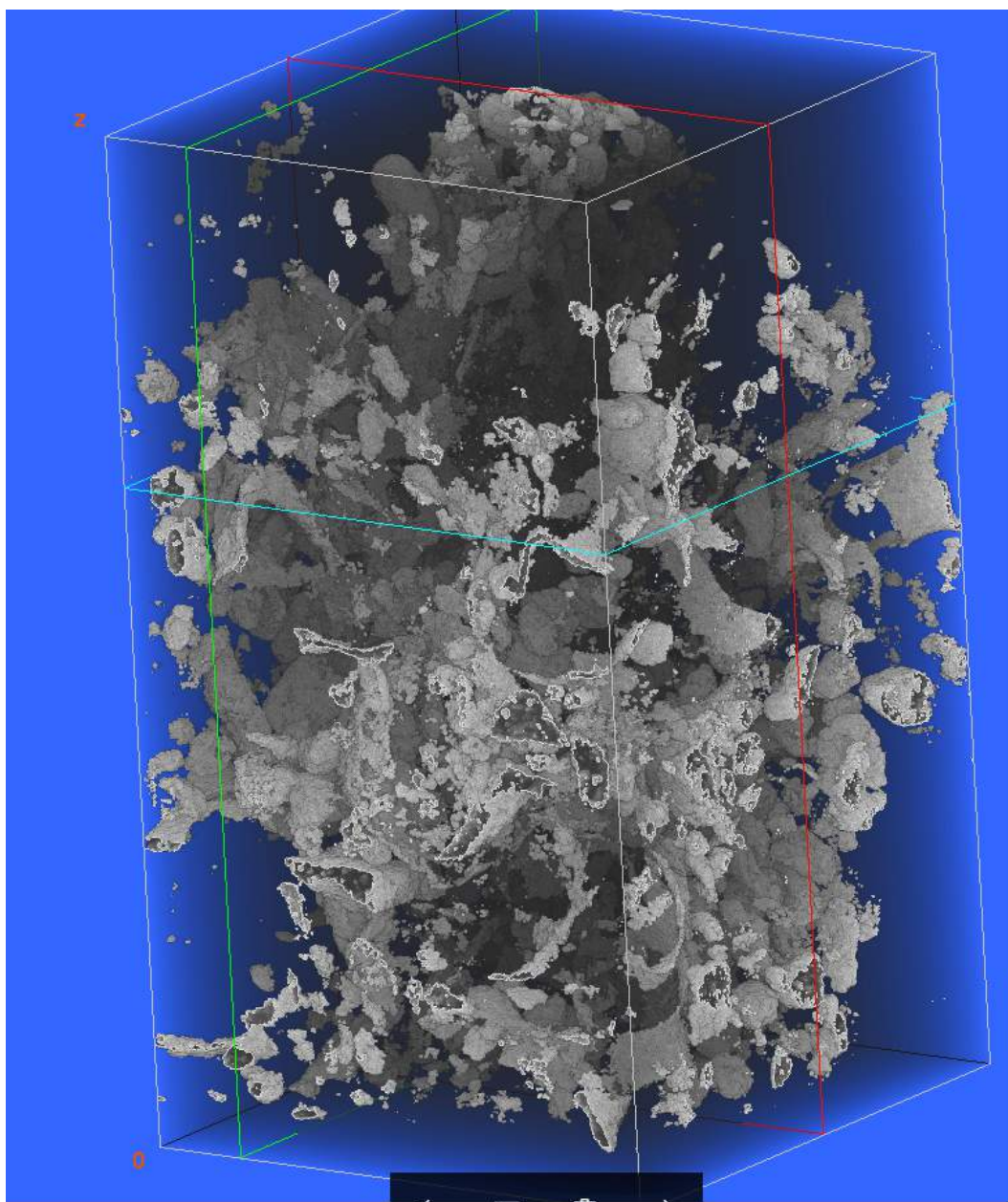
Figura 101 - Fotomicrografias de MEV da amostra CD20, Plugue FAR21 – Microporosidade



Legenda: (A) Microporosidade associada à dolomita; (B,C,D) Mapeamento de elementos por EDX. Os números 1, 2 e 3 representam os espectros das áreas delimitadas por círculos verdes.

Fonte: A autora, 2018.

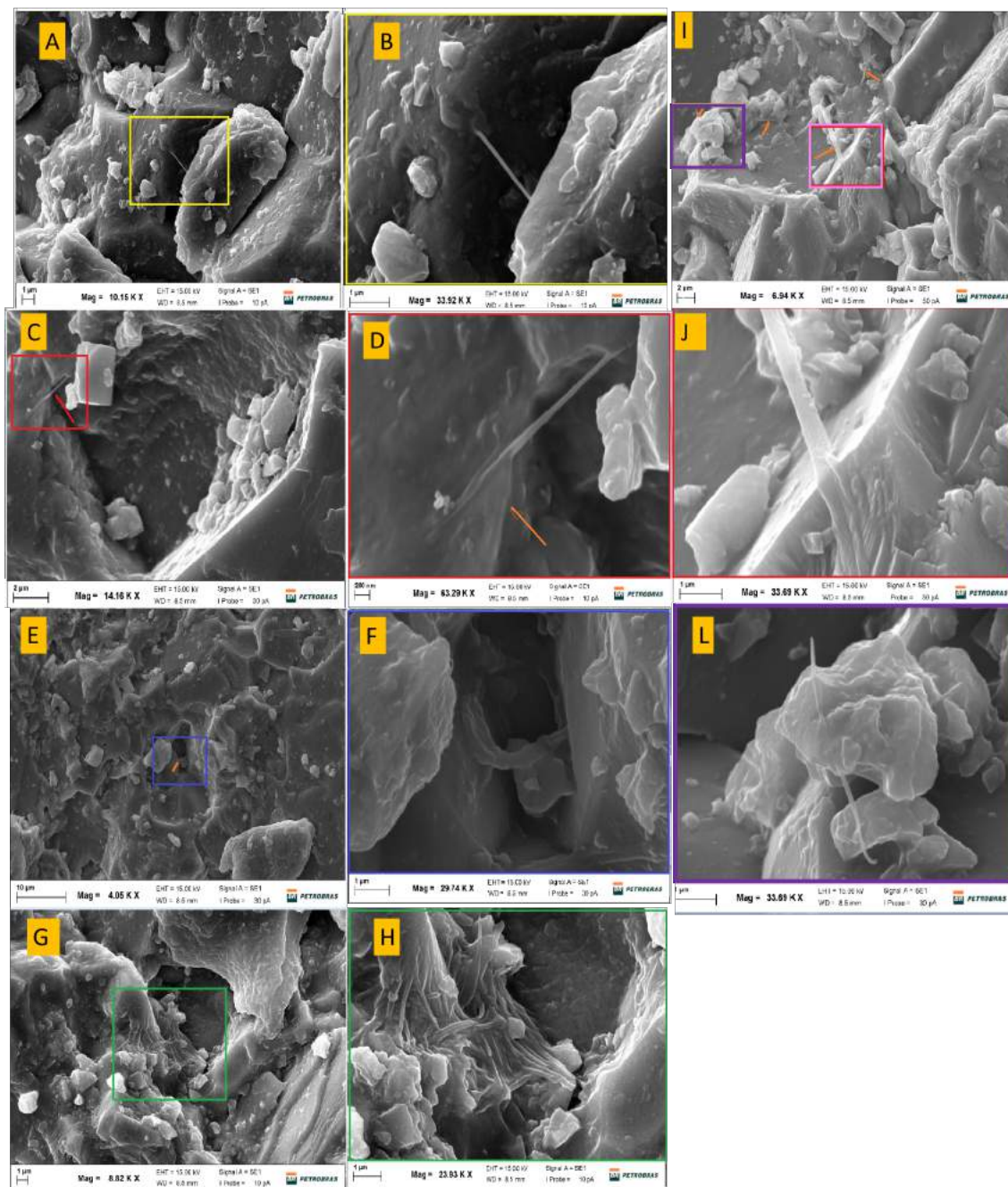
Figura 102 - Microtomografia referente à amostra CD20 – Fase fosfato



Legenda: Microtomografia de raios-X. Após segmentação das fases minerais, construiu-se um volume apenas com a fase fosfato. Essa segmentação permite verificar que os objetos são compostos por um núcleo recoberto por apatita. Diâmetro e altura da amostra: 1 e 1,3 mm, respectivamente.

Fonte: A autora, 2018.

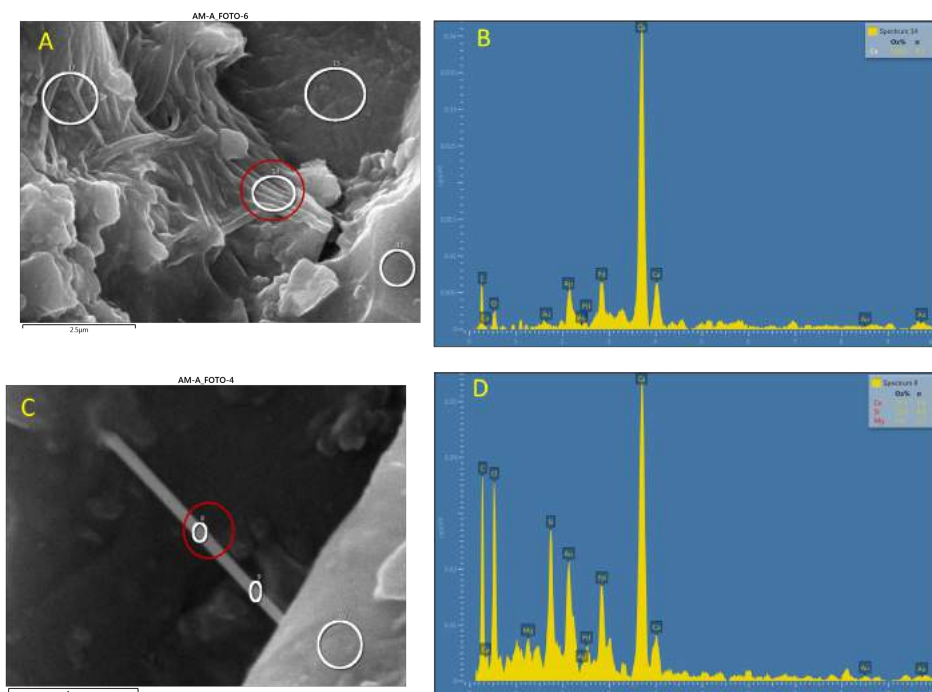
Figura 103 - MEV no Plugue FAR21 – amostra A



Legenda: (A-L) Filamentos bacterianos; (B, D, F, H, J, L) Magnificações das áreas delimitadas por retângulos em (A, C, E, G, I), respectivamente.

Fonte: A autora, 2018.

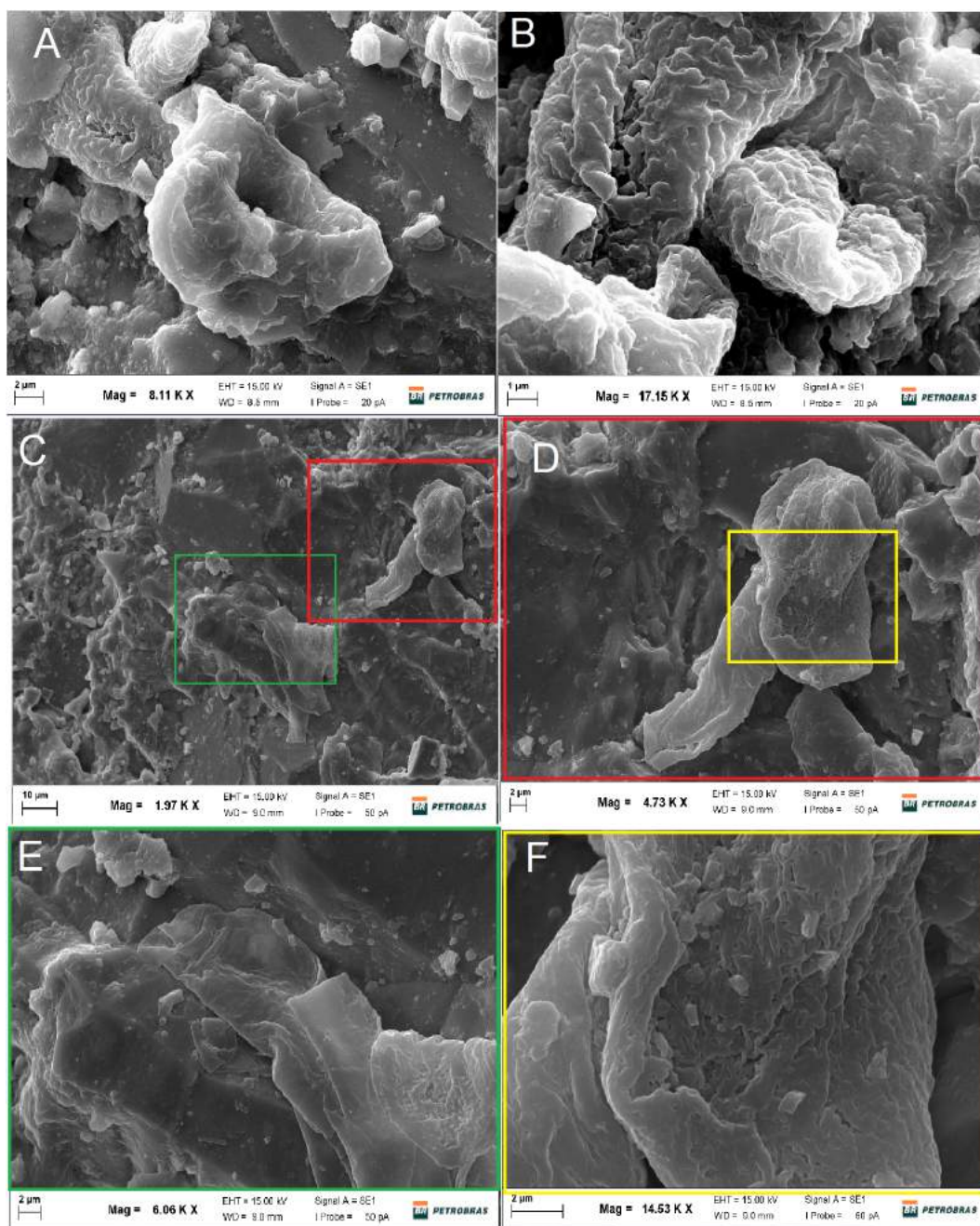
Figura 104 - Microanálise elemental por energia dispersiva da amostra FAR21-A



Legenda: Identificação mineral por EDX. (A) Filamentos microbianos; (B) Espectro do ponto 14, destacado por círculo grená; (C) Filamento microbiano; (D) Espectro no ponto 8, destacado por círculo grená.

Fonte: A autora, 2018.

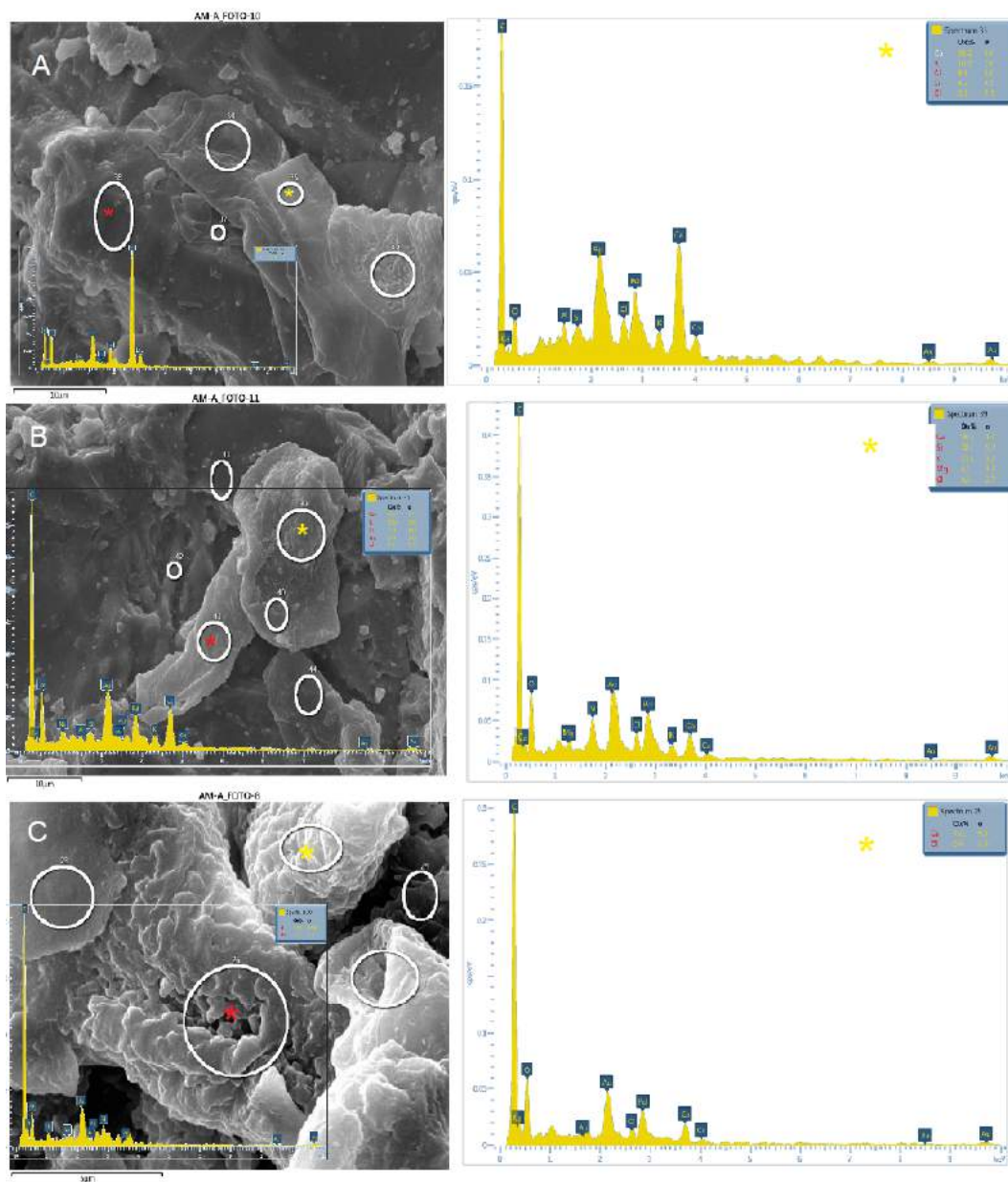
Figura 105 - MEV da amostra FAR21-A – objetos assemelhados a protistas



Legenda: (A-B) Estruturas lembrando protistas (Tecamebas?); (C) Estruturas (protistas?) destacadas vermelho e verde; (D) Magnificação da área delimitada em (C) em vermelho. Observam-se filamentos à esquerda da estrutura destacada; (E) Magnificação da área delimitada em (C) em verde: estrutura orgânica (protista?) parece ser formado por envelopes aparentando colapsada devido à lise; (F) Detalhe do objeto destacado em (D) em amarelo.

Fonte: A autora, 2018.

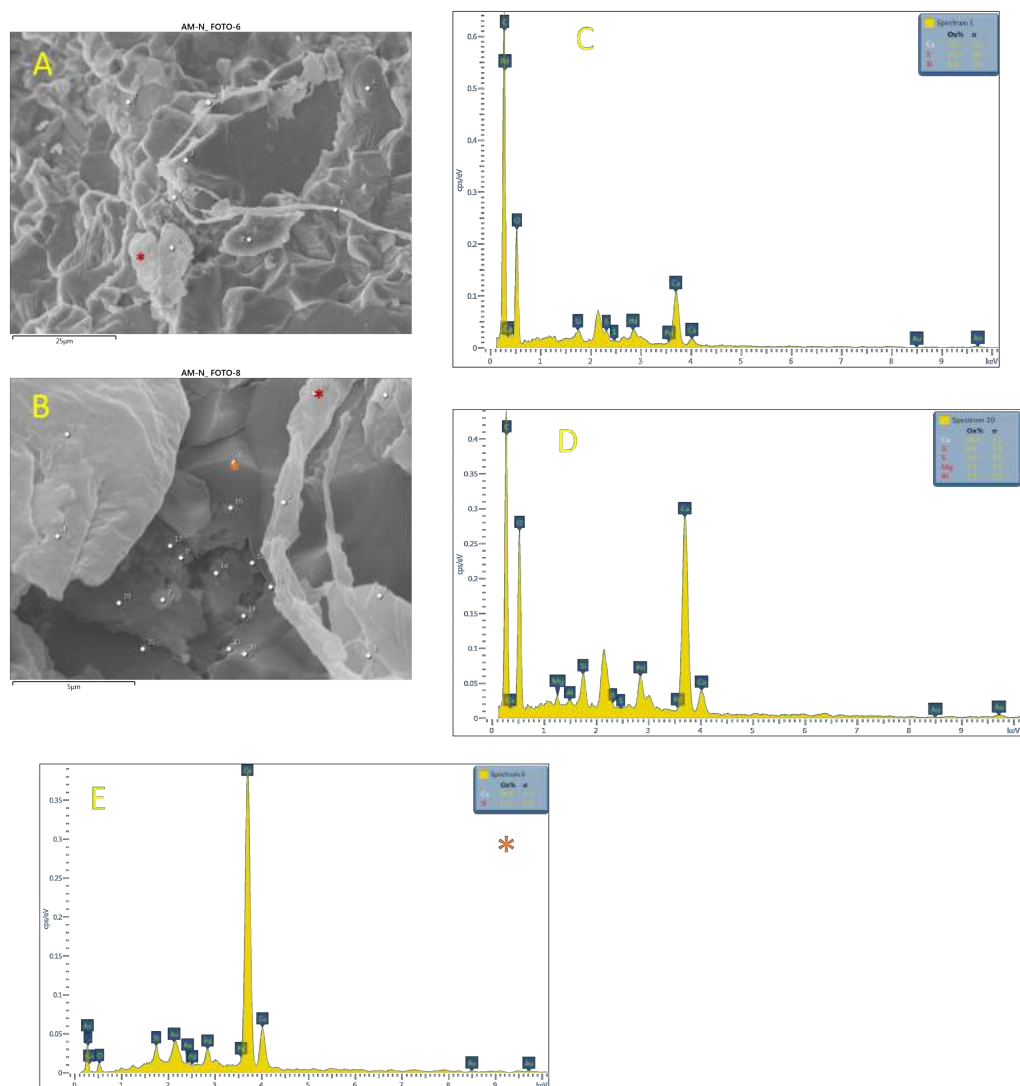
Figura 106 - Composição mineralógica obtida por EDX da amostra FAR21-A



Legenda: Nas três imagens, o que é comum é o pico acentuado de carbono. (A) EDX no ponto indicado por asterisco amarelo sobre estrutura possivelmente colapsada mostra que a composição principal é calcita seguida de alumino - silicato de potássio. O pico de carbono é muito maior que no ponto indicado por asterisco vermelho, composto por calcita; (B) EDX evidencia que a concentração de silicatos diminui enquanto a calcita aumenta do ponto marcado com asterisco amarelo para o vermelho; (C) Observa-se pico elevado de carbono nos dois objetos (com asterisco vermelho e amarelo).

Fonte: A autora, 2018.

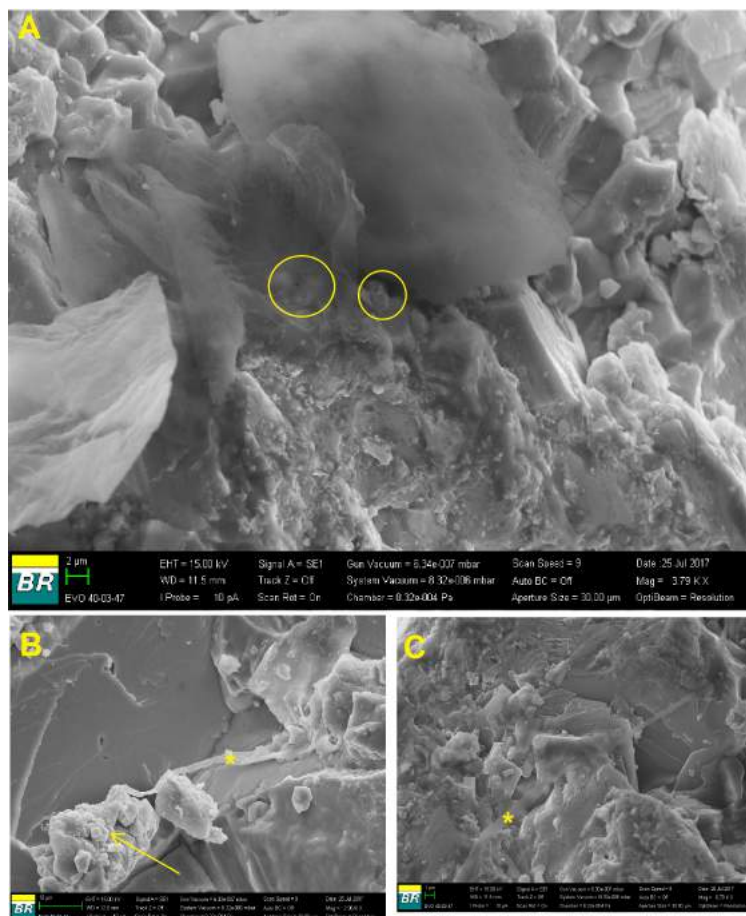
Figura 107 - MEV na amostra FAR21-N – Traços de vida



Legenda: Traços de vida na amostra evidenciado por MEV e composição por EDX. (A) Grande filamento (provavelmente apenas a bainha fossilizada) e duas estruturas que lembram protistas (Tecamebas?); (B) Magnificação da área delimitada em (A) pelo retângulo; (C, D, E) Mapeamento dos elementos nos pontos assinalados com asterisco vermelho (com concentração mais elevada de carbono) e cor de abóbora (com menor concentração de carbono).

Fonte: A autora, 2018.

Figura 108 - MEV na amostra FAR21-O – indícios de vida



Legenda: Indícios de vida. (A) Objetos com cerca de $30\ \mu\text{m}$ em sua maior dimensão e células interpretadas como cocoides com menos de $1\ \mu\text{m}$ (círculos amarelos); (B,C) Filamentos longos sugerindo ser bainha mucilaginosa calcificada (asterisco amarelo) e objeto sugerido como Tecameba aglutinada (seta).

Fonte: A autora, 2018.

Identificaram-se na amostra “O” indícios de vida na forma de filamentos, de possíveis testas de amebozoas aglutinadas e de possíveis células cocoides (Figura 108).

9 DISCUSSÕES

9.1 Fonte dos fosfatos

De acordo com Muscente, Hawkins e Xiao (2015), tanto hoje como também antes da diversificação ecológica (com o aparecimento de organismos esqueletais), o fosfato é primeiramente reciclado da matéria orgânica soterrada, na plataforma interna e externa. Posteriormente, liberado abaixo da interface sedimento-água, o fosfato se concentra em duas fases: na porosidade e em superfícies de adsorção em sedimentos. Assim, para que haja disponibilidade de fosfatos nos poros, é preciso que a taxa de soterramento seja baixa, e que a disponibilidade de locais para adsorção também seja limitada (MUSCENTE; HAWKINS; XIAO, 2015). Em outras palavras, a degradação da matéria orgânica e a dissolução de óxidos de ferro (que comumente adsorvem fosfatos), quando esse atinge zona de redução bacteriana de ferro durante deposição, fornecem continuamente fosfatos para a coluna d'água (CROSBY; BAILEY, 2012), e esse processo é interrompido quando há entrada de sedimentos na bacia.

Como o estudo da estratigrafia química indicou ambiente de circulação restrita para os dois pontos amostrados por testemunhos, sugere-se o intemperismo das áreas próximas expostas como a fonte do fosfato. Ele entra na bacia na forma de óxidos que, ao atingirem as zonas anóxicas, são reduzidos, liberando o P que volta a ser mineralizado. Como o fosfato é um inibidor para a precipitação de calcita em condições abióticas, supõe-se então que havia biomassa fotossintetizante, que fez aumentar o pH do meio, ou, o mais provável, que o pH fosse elevado em consequência do metabolismo das bactérias redutoras de sulfato em ambiente anóxico. Sanches (2012) também indica que os fosforitos na Bacia de Irecê são sedimentos oriundos de processos intempéricos no continente.

Hartley *et al.* (1997) observaram reações de coprecipitação de fosfato inorgânico e calcita desencadeadas pelo aumento do pH devido à fotossíntese (com a retirada de CO₂ pelos organismos) realizada por algas em estudos de controle ecológico de poluição. A concentração de fósforo solúvel manteve-se constante até que a precipitação de calcita se iniciasse (garantidas as condições prévias de que as algas usadas tinham fosfato intracelular suficiente para as suas necessidades metabólicas), indicando que a perda de fósforo da solução era devida à coprecipitação da calcita, conforme observado em **experimentos abióticos** anteriores, que permitiram desenvolver um modelo para descrever a cinética da coprecipitação. Inicialmente, o fosfato é adsorvido na superfície do cristal de calcita, sendo posteriormente incorporada uma pequena fração dele à rede cristalina da calcita. Na presença de fosfatos, nesses ensaios abióticos, os cristais de calcita apresentam bordas irregulares. Hartley *et al.* (1997) ressaltam ainda que os fosfatos também podem ser um inibidor para a precipitação de calcita em condições abióticas. Porém essa tendência inibidora é superada na presença de biomassa fotossintetizante, que faz

aumentar o pH, ou quando o pH da solução em que ocorre a precipitação é inicialmente elevado. Esses pesquisadores destacam que a presença de alguns solutos, tais como Mg, Fe e substâncias orgânicas, também pode inibir a precipitação de calcita.

Assim, dadas as formas de ocorrência dos fosfatos nos microbialitos da Fazenda Arrefe, seja na porosidade intercrystalina, mas, principalmente associadas diretamente à calcita, apresentando algumas estruturas submicrométricas sugestivas de bactérias cocoides, interpreta-se a precipitação dos fosfatos como uma fase autigênica compatível com organomineralização.

9.2 Microporosidade

A porosidade intercrystalina parece ser produzida abioticamente, decorrente de dissolução das bordas dos cristais. Tampouco a porosidade causada por bactérias endolíticas pode ser considerada, uma vez que esses microrganismos se localizam nas extremidades dos cristais, formando muitas vezes estruturas tubulares que unem os cristais gerando aglomerados de partículas. Por seu turno, a porosidade intracrystalina aqui considerada, no entanto, é consistente com uma origem biogênica, na acepção de Bosak *et al.* (2004). Esses microporos podem ser consequência da degradação de bactérias após serem incorporadas no cristal. Esses autores destacam, no entanto, que essa morfologia pode ser uma assinatura microbiana no carbonato, mas não “do” carbonato microbiano, isto é, a presença tanto de células quanto de poros não significa relação direta de gênese da rocha em que foram identificados. Microporos associados a bactérias foram descritos em travertinos por Chafetz e Folk (1984) e Chafetz e Guidry (1999), portanto associados a ambiente de rápido crescimento. Ressalta-se, no entanto, que esses autores descreveram travertinos modernos, típicos principalmente de depósitos de lagos adjacentes às fontes quentes. Nesse contexto, identificaram microporos em calcita com baixo teor de magnésio em consequência da decomposição de bactérias. Esses microporos em geral se tornam maiores devido à liberação de ácidos orgânicos quando da lise das bactérias. Uma questão que se levanta aqui em relação à hipótese da microporosidade em dolomitas é por que elas não teriam sofrido diagênese posterior preenchendo esses poros, como preveem Chafetz e Folk (1984) para os travertinos. Uma hipótese a se considerar seria a imediata cimentação após a formação das dolomitas, isolando-as da diagênese posterior, como sugeriram Fairchild e Spiro (1987), Kaufman e Knoll (1995), quando explicavam a constante composição isotópica do C no Proterozoico; ou ainda a baixa permeabilidade devido à pequena conectividade entre esses microporos.

O aspecto laminado da amostra dado pela intercalação de lâminas com mais silicatos e quartzo, como no caso da lâmina petrográfica CD10 (FAR7) leva a pensar na sua precipitação episódica quando da diminuição do pH no microambiente poroso. O ambiente ácido que favorece a precipitação de sílica, no entanto, leva à dissolução de carbonatos. A silicificação

autigênica pode ocorrer em ambiente anóxico, e faz supor a ocorrência de processo de metanogênese na esteira microbiana, tal como foi proposto para os estromatólitos da Lagoa Salgada (litoral nordeste do Estado do Rio de Janeiro) por Birgel *et al.* (2015) de posse de dados isotópicos. Esses autores, inclusive, propõem esses estromatólitos lagunares hipersalinos como análogos modernos para as condições que possivelmente vigiam durante o Proterozoico, por vezes com baixa concentração de sulfatos na água do mar. Essas condições de hipersalinidade sazonal, com predominância de archaeas metanogênicas sobre as bactérias redutoras de sulfato (devido à limitação de sulfato) foram encontradas periodicamente em ambiente tropical úmido na Lagoa Salgada. A metanogênese pode ser responsável pelo enriquecimento em ^{13}C no DIC, nessa laguna costeira, resultado raro nos estromatólitos modernos, porém bastante frequente ao longo do Proterozoico (BIRGEL *et al.*, 2015). Os carbonatos modernos dessa lagoa não seriam, então, para esses pesquisadores, um subproduto do metabolismo das bactérias sulfato-redutoras tendo em vista a escassez em sulfatos na laguna, mas, sim, de origem abiótica. Eles consideram que, com a baixa concentração de sulfatos, um inibidor da precipitação de carbonatos, não haveria barreira química para estes carbonatos se nuclearem. Contudo, experimentos realizados por Sánchez-Román, McKenzie e Wagener (2009) evidenciam que a dolomita pode se precipitar na presença de sulfatos, em baixa temperatura, corroborando conclusões de pesquisadores anteriores no sentido de que a alcalinidade produzida na reação de redução bacteriana de sulfato é mais importante na influência da precipitação de dolomitas do que propriamente a diminuição do sulfato (considerado inibidor da precipitação de carbonatos) por esse mesmo processo. Além disso, a oxidação dos sulfetos (resultantes do metabolismo das bactérias redutoras de sulfato) por bactérias sulfurosas fototróficas volta a aumentar a concentração de sulfatos nas esteiras microbianas (SÁNCHEZ-ROMÁN; MCKENZIE; WAGENER, 2009).

Pace *et al.* (2018) identificaram a precipitação de glóbulos de silicato de Mg na matriz de EPS de cianobactérias cocoides, ou mesmo impregnando as próprias células, na parte superior (verde) do tapete microbiano, em ambiente lagunar hipersalino (Cayo Coco, Cuba) devido à indisponibilidade de Ca que é sequestrado pela matriz de EPS. A maior disponibilidade de Mg, então em relação ao Ca, aliada à sílica dissolvida na água (e também à dissolução de frústulas de diatomáceas na esteira microbiana), favoreceriam a precipitação de **silicatos de Mg, considerados por esses autores como principais fases minerais de microbialitos em lagos alcalinos e hipersalinos.**

A fase dolomita pode ser portanto decorrente de **processo abiótico**. Porém, as amostras analisadas possuem uma importante fase porosa no interior dos cristais de dolomita, que pode representar uma **assinatura biogênica** para esses carbonatos. A dolomita pode se originar num período mais seco, evaporativo, em que a concentração de sulfatos aumenta permitindo a ocorrência do processo metabólico das bactérias sulfato-redutoras com mais eficiência.

O metabolismo dessas bactérias (sulfato-redutoras), no entanto, produz H_2S que também colabora para acidificar o meio se nele permanecer. Todavia, se esses metabólitos se dissiparem (porque são gasosos) ou forem consumidos pelas bactérias fototróficas anoxigênicas oxidantes

de sulfeto (bactérias roxas e verdes sulfurosas¹⁴) e pelas facultativas (bactérias não-sulfurosas púrpuras que usam o hidrogênio como doador de elétrons, em vez de ácido sulfídrico) nos estratos superiores (na zona subóxica), o meio tende a se alcalinizar, e pode acontecer a precipitação de carbonatos, na zona de sulfato-redução, em consequência da atividade metabólica dessas bactérias redutoras de sulfato.

Alternativamente às teorias abióticas e de mineralização induzida por microrganismos, Bosak e Newman (2003), ao contrário dos resultados obtidos por Chafetz e Buczynski (1992) (que concluíram em seus estudos laboratoriais que a litificação ocorria somente na presença de bactérias heterotróficas vivas), observaram em seus experimentos com bactérias sulfato-redutoras, em um meio aquoso simulando a composição química dos oceanos proterozoicos, que a simples presença dessas bactérias mortas estimulava a nucleação de calcitas. Em outras palavras, a nucleação não é induzida pela atividade metabólica dessas bactérias, mas influenciada passivamente. A possível alta saturação em Ca e a simples presença de bactérias mortas poderiam explicar a precipitação de calcita em oceanos com altas concentrações de carbono inorgânico dissolvido, como se infere para os oceanos paleoproterozoicos (BOSAK; NEWMAN, 2003).

Existe uma fase óxido de ferro que ocorre na porosidade intercrystalina, portanto uma fase posterior aos carbonatos, que pode ser um sub-produto de bactérias oxidantes de sulfetos (produzidos anteriormente pelas bactérias redutoras de sulfato) na presença de Fe(III) (Figuras 78 e 79).

A mineralização de dolomita primária já foi descrita como decorrente do processo metabólico das bactérias sulfato-redutoras nos sedimentos atuais da Lagoa Vermelha por Lith *et al.* (2003). O processo indutor dessa precipitação responsável por uma microfácies peloidal, semelhante à encontrada nas lâminas descritas neste trabalho, foi apresentado esquematicamente por Spadafora *et al.* (2010). Entretanto, Moreira *et al.* (2004) destacam a importância da oxidação de sulfetos (subprodutos da atividade metabólica das bactérias redutoras de sulfato) e a produção de ácido resultante desse processo nessas lagunas costeiras hipersalinas no Rio de Janeiro como sendo o responsável pela supersaturação de dolomita em relação à calcita magnésiana e aragonita, favorecendo dessa forma a precipitação de dolomita.

De acordo com Moreira *et al.* (2004), as fases calcita e calcita rica em Mg competem com dolomita pela precipitação, de tal sorte que se aquelas fases são impedidas de se precipitar, a dolomita pode se tornar a fase privilegiada para a precipitação. A oxidação de sulfetos pode ser responsável pela produção de dolomita primária, e esse processo pode ser orgânico

¹⁴ As bactérias verdes sulfurosas são fototróficas estritamente anaeróbicas e têm no ácido sulfídrico sua fonte de enxofre. Ocupam nos tapetes microbianos a parte mais inferior da zona fototrófica, sendo recobertas pelas bactérias púrpuras fototróficas. São encontradas hoje em ambientes marinhos rasos e lagos estratificados. As bactérias púrpuras anoxigênicas também podem ter o H_2 , $S_2O_3^{2-}$ ou o Fe^{2+} como doadores de elétrons. As bactérias púrpuras não sulfurosas são muito semelhantes às sulfurosas exceto pela pouca resistência a altas concentrações de H_2S , e portanto não podem ser encontradas no mesmo ambiente em que vivem as bactérias verdes e as púrpuras sulfurosas (KONHAUSER, 2009).

ou inorgânico. A oxidação bacteriana de sulfetos ocorre em um sistema cooperativo de microrganismos com processos metabólicos distintos. Esse sistema é a esteira microbiana onde a diversidade garante a sobrevivência da comunidade. Assim, por exemplo, o sulfeto produzido pelas bactérias que reduzem sulfatos servirá de substrato para as bactérias que vão oxidá-lo e vão permitir a precipitação de dolomitas. Essas bactérias, segundo Moreira *et al.* (2004), poderiam ainda promover a precipitação passiva de dolomitas conforme apresentado por Bosak e Newman (2003) para as bactérias sulfato-redutoras.

9.3 Traços de vida e bioassinatura

A microestrutura caracterizada por micropeloides é considerada uma bioassinatura, refletindo a precipitação induzida por microrganismos, conforme Dupraz *et al.* (2004) (cf. figuras nas páginas 12 e 13 desse artigo e modelo na página 16), e é originada a partir da micritização da matéria orgânica. Essa micritização inicia-se com a precipitação de carbonatos nanométricos esféricos. Em seguida, com a progressiva alcalinização da água dos poros nas imediações do biofilme que está sendo consumido¹⁵, inicia-se a precipitação abiótica de microespatito entre os micropeloides, e subsequentemente cimento espatítico em volta dos micropeloides (DUPRAZ *et al.*, 2004).

A microfácies caracterizada por grumos peloidais de tamanhos variados (maiores que 150 μm) parece ser formada pela fusão de micropeloides. Essa microestrutura foi reconhecida tanto em trombolitos quanto estromatolitos. Uma pequena estrutura circular com menos de 50 μm foi identificada na região da microfácies com oncoides, apresentando no seu centro cristais com cerca de 2 μm . Esses cristais de carbonato micrométricos podem ter se desenvolvido a partir das nanoesferas precipitadas no estágio inicial na matriz de EPS, formando-se antes que o hábito cristalográfico conhecido fosse alcançado (DUPRAZ *et al.*, 2004). Alternativamente, essas estruturas podem representar microrganismos calcificados.

Kennard e James (1986) atribuem as microestruturas grumosas à calcificação de microrganismos cocoides *in situ*, e, sendo particularmente mais frequentes as microestruturas lobadas esses pesquisadores concluem que os trombolitos se formam por precipitação *in situ*, e não por aprisionamento e aglutinação de partículas.

Os micropeloides constituintes dos mesocoágulos vistos nas amostras de trombolitos (FAR20) e estromatolitos (FAR21) são também caracterizados por uma estrutura composta por um núcleo micrítico envolto numa cobertura microespatítica. Às vezes encontram-se fosfatiza-

¹⁵ Inicialmente, essa precipitação é inibida pelos ácidos orgânicos (aminoácidos e ácidos carboxílicos) da matriz de EPS que retiram os cátions da solução como uma “esponja”. A destruição da matriz de EPS é uma das maneiras que vai permitir a nucleação do cristal de carbonato, pois assim a capacidade das EPS em adsorver cátions é reduzida.

dos ou silicificados.

Microestruturas semelhantes a essas são os “ooides” descritos por Bosak *et al.* (2011), Bosak *et al.* (2012) e Dalton *et al.* (2013) como possíveis fósseis eucariotas em diferentes seções de microbialitos carbonáticos da Formação Rasthof (Grupo Otavi), Neoproterozoico no nordeste da Namíbia, que representam a capa de carbonatos pós glaciação Esturtiana (717-662 Ma). Estruturas ovais e arredondadas descritas por Bosak *et al.* (2011) foram relacionadas às modernas tecamebas com testa aglutinada (*agglutinated testate amoebae*) coberta por grãos de muscovita, microclina e hematita. Numa dessas localidades estudadas por Bosak *et al.* (2011), foram descritas estruturas que se assemelham a *monothalamous tubular* (foraminífero monocamerado tubular com parede orgânica ou aglutinada) e foraminíferos globulares. Dalton *et al.* (2013) descrevem formas semelhantes às descritas em lâmina delgada da Fazenda Arrecife nesta tese.

Alguns desses objetos apresentam membrana externa, com terminações às vezes bruscas: afilada ou plana, com aberturas, características que não se coadunam com grãos gerados por rolamento. Brain *et al.* (2012) chamaram de *Otavia* aos possíveis fósseis semelhantes a esponjas entre 760 e 550 Ma.

9.3.1 É possível estabelecer analogia entre microbialitos atuais e do registro fóssil?

Apesar das semelhanças morfológicas com os estromatólitos modernos, a biogenicidade ainda é hoje um critério que deve ser aplicado aos estromatólitos antigos, pois, na maior parte dos casos, a origem microbiana é inferida devido à dificuldade em se preservarem os remanescentes e também pela pequena dimensão dos microrganismos. Salienta-se que, no entanto, muitos registros mais antigos não possuem similares modernos, tendo sido por muitos anos interpretados como de origem em ambiente de intermaré após as descobertas dos microbialitos atuais, durante os anos sessenta (SOUTHGATE, 1989). Além disso, sabe-se que algumas das formas externas classificadas como microbialitos podem ser produzidas por processos abióticos.

Para as legítimas dúvidas acerca do critério ligado à biogenicidade (um problema antigo, desde que o termo **estromatólito** foi criado), Riding (1999) sugere a adoção de termos qualificantes de acordo com o grau de confiança na interpretação quanto à origem microbiana tais como “possível ou provável” estromatólito, uma vez que na maioria dos casos a biogenicidade é inferida. Os micróbios endolíticos, por exemplo, que vivem nos estromatólitos, podem degradar ou transformá-los, já que podem escavar essas bioconstruções e precipitar outras fases minerais nos orifícios resultantes, modificando partes dos microbialitos. Na hipótese de haver uma cianobactéria responsável por escavar essas microgalerias, caso tivéssemos esse conhecimento, poderíamos sem esforço reconhecer que essas bactérias não participaram da construção da organoestrutura em que foram identificadas, mas da sua alteração posterior, quando colo-

nizaram secundariamente o microbialito. Entretanto essa distinção é muito difícil de ser feita no registro geológico. Essas interferências sobre o mundo mineral são uma consequência do metabolismo desses microrganismos para, entre outras funções, satisfazer parte ou todas as suas necessidades (e também de outros organismos de sua comunidade) por elementos traços.

Para a verificação da origem microbiana dos estromatólitos, contamos com outros dois critérios específicos, além da presença de organismos preservados: a macroestrutura, que se baseia na comparação com análogos atuais cuja origem microbiana é conhecida, e a microestrutura, vista como produto da atividade microbiana (RIDING, 1999). O entendimento desse último critério também é fundamental para o estudo dos microbialitos modernos. Mas, uma questão levantada por Southgate (1989) ainda permanece em aberto: as macroestruturas estromatolíticas podem ser um reflexo do ambiente deposicional?

Ao longo do tempo geológico observou-se uma variedade em termos de morfologia e textura, bem como de padrões de abundância dessas características externas dos estromatólitos, que poderia estar relacionada com a própria evolução dos microrganismos responsáveis direta ou indiretamente pela construção dessas estruturas (Cloud Semikhatov, 1969 *apud* Bosak, Knoll e Petroff (2013)).

Todavia, a macroestrutura também pode refletir a topografia local e influências do ambiente (sedimentos e fluxo de água). Neste último caso, o fluxo de corrente (causando desgaste ou abrasão) e o fluxo de sedimentos por exemplo, entre as colunas estromatolíticas, mantêm o diâmetro delas e aumenta o relevo dessas construções. A diminuição da velocidade do fluxo de corrente e do transporte de sedimentos leva ao enfraquecimento da abrasão e do desgaste por fricção, respectivamente, reduzindo assim o relevo das organoestruturas que passa a ter forma mais suavizada e mais assimétrica (abrindo-se no topo), apresentando domos interligados por pontes com seções transversais irregulares. Planavsky *et al.* (2009) citam exemplos na Formação Bitter Spring em que a presença de material detrítico sobre colunas inibe o seu crescimento diminuindo a convexidade dessas formas, deixando no registro dois tipos de morfologia: colunar e plana. Nas ocorrências colunares, Planavsky *et al.* (2009) observaram uma característica microestrutural em que finas lâminas claras (mais espessas) e escuras (mais finas) se alternam, possuindo ambas o mesmo conteúdo em cristais micríticos. A variação de tonalidade escura e clara é atribuída à presença de matéria orgânica. É nítida a disparidade composicional entre as lâminas micríticas das colunas e dos canais entre elas (com grande quantidade de sedimentos siliciclásticos e pelóides), sugerindo “acumulação autóctone” (PLANAVSKY *et al.*, 2009). Outros autores anteriormente já haviam indicado a influência ambiental nos padrões de ramificação dos estromatólitos, como Horodyski (1977) (analisando exemplares do Proterozóico Médio), apesar de não descartar a influência da microbiota nessas estruturas ramificadas. A morfologia dos estromatólitos foi aliás nos anos setenta considerada como tendo um significado paleoambiental usado por muitos pesquisadores na interpretação de ambiente deposicional do Proterozóico (HORODYSKI, 1977).

Southgate (1989), examinando biohermas da Formação Bitter Spring (Neoproterozóico)

também atribui as variações morfológicas externas apresentadas pelos estromatólitos a ciclos de raseamento e de maior aprofundamento da bacia. De qualquer modo, essa hipótese não elimina a suposição de um controle biótico em associação com as mudanças ambientais.

Os modernos microbialitos e os microrganismos atuais neles presentes são testemunhas incontestes da definição que atribui a essas estruturas uma origem organosedimentar. As analogias com os microbialitos antigos, apesar de suas similaridades morfológicas e texturais, possuem, entretanto, muitas limitações. Um conjunto de observações pertinentes aos microbialitos atuais não se aplica de forma simples e direta às organoestruturas pré-cambrianas. As diferenças no que diz respeito ao ambiente deposicional, à composição química da água do mar e à ecologia das comunidades microbianas exigem maiores esforços na compreensão do registro geológico (mais do que uma simples analogia pode oferecer) e a necessidade de elaboração de modelos envolvendo uma série de variáveis que deem conta dos inúmeros processos que possam ter interferido no passado (BOSAK; KNOLL; PETROFF, 2013). Por exemplo, muitos estromatólitos proterozóicos e alguns arqueanos apresentam ramificações, característica raramente observada nos exemplares modernos; mais da metade dos estromatólitos colunares antigos (incluindo os do Fanerozóico) possuem diâmetro menor que 5 cm, e apenas 5% deles têm diâmetro acima de 30 cm; estromatólitos arqueanos e proterozóicos apresentam com frequência forma cônica, o que também é muito raro nos estromatólitos do Fanerozóico. Algumas formas vão diminuindo sua abundância ao longo do Proterozóico, como a microdigitada e a cônica que desaparecem durante o Neoproterozóico (BOSAK; KNOLL; PETROFF, 2013). Um estudo sobre o Grupo Atar, Mesoproterozóico da Maurîtânia, concluiu que a ramificação que se verifica em formas cônicas (bem conhecidas como *Conophyton*) ocorreu em consequência de uma regressão do nível relativo do mar (mudanças de alta frequência), dando origem à forma conhecida como *Jacutophyton* (KAH; BARTLEY; STAGNER, 2009), inexistente atualmente. Os dois morfotipos nessa localidade encontram-se justapostos, porém cada um reflete uma condição distinta de ambiente deposicional separada pelo tempo: o primeiro se originou em região mais profunda (submaré) e o segundo, em ambiente de intermaré. KAH, BARTLEY e STAGNER (2009) acreditam que a microestrutura esteja sujeita à influência dos fatores microbianos e à litificação enquanto que a macroestrutura deve ser “afetada mais fortemente por fatores físicos deposicionais, particularmente profundidade da água, energia de onda e influxo sedimentar”. Estudos anteriores já concluía-m pela relação entre profundidade e energia do ambiente e a fonte de sedimentos, indicando que estromatólitos com baixo relevo sinóptico¹⁶ ocorrem em zonas de intermaré superior a supramaré; estromatólitos dômicos e colunares irregulares com relativo baixo relevo estão associados à região intermaré a submaré rasa; enquanto que estromatólitos colunares a cônicos com alto relevo ocorrem em zonas de submaré profunda, sem a presença de sedimentos intraclásticos e detríticos entre as estruturas, presentes em zonas mais rasas. Muitas vezes, no entanto, a ocorrência dessas formas diferentes justap-

¹⁶ Estruturas acrecionárias que crescem acima do assoalho oceânico.

postas têm sido interpretadas como sendo resultante do controle microbiano sobre a estrutura (BERTRAND-SARFATI; MOUSSINE-POUCHKINE, 1985; KAH; BARTLEY; STAGNER, 2009). De acordo com KAH, BARTLEY e STAGNER (2009), as estruturas cônicas de alto relevo refletem o crescimento em nível transgressivo e alto; durante uma queda que se segue, as formas dômicas preenchem os espaços entre os cones de alto relevo, resultando num biostroma que exhibe um conjunto de formas que registram separação do tempo lateralmente.

As questões que estão por trás dessa discussão não são originais nem recentes, como se vê, e reacendem um antigo desejo de se encontrar uma chave para compreender esse registro geológico: são essas morfologias microbianas capazes de revelar a evolução ambiental ao longo do tempo? Existe um controle biológico sobre a variedade de formas? A microbiota associada a ambientes rasos é a mesma que se desenvolve em regiões mais profundas da bacia, independentemente das especificidades ambientais de cada ambiente como a presença de energia de ondas, correntes, variedade de salinidade, intensidade de iluminação, entre outras variáveis? Esses organismos, se são os mesmos independente da sua localização, eles se comportam exatamente da mesma maneira?

A biogenicidade de traços de vida no registro geológico bem como de estruturas geradas em consequência da simples presença de microrganismos ou de modificações impressas nas rochas como resposta ao metabolismo dos organismos que habitam um tapete microbiano continua sendo o *busílis* da questão.

Com efeito, ainda está por se estabelecer um critério seguro (não ambíguo) que permita provar a biogenicidade de possíveis fósseis e de macroestruturas supostamente creditadas à atuação dos microrganismos (BENZERARA *et al.*, 2006). Estudando microbialitos modernos do lago alcalino Van, no leste da Anatólia, Turquia, Benzerara *et al.* (2006) observaram que a presença de micróbios nessas estruturas poderia ser atribuída ao seu aprisionamento passivo durante a precipitação mineral, sugerindo que não há como distinguir a origem de um precipitado - se microbiano ou puramente abiótico. O estudo procedido por Wright e Barnett (2015) nos carbonatos não-marinhos da Formação Barra Velha, Cretáceo da Bacia de Santos, colocam em dúvida a origem microbiana desses depósitos não só pela ausência de microrganismos como também pela análise das macroestruturas. Os autores inclusive consideram inadequado o emprego do termo “microbialito” para esses depósitos. Contudo, achados microbianos fósseis têm sido registrados nessas rochas, permanecendo válidas as pesquisas que tentam correlacionar a sua presença à biogenicidade das estruturas onde são encontrados.

Burne *et al.* (2014) estudaram os trombolitos modernos do Lago Clifton (Austrália) onde encontraram estevensita (o mesmo silicato de magnésio que ocorre nos reservatórios de hidrocarbonetos do Pré-Sal encrustando microrganismos associados aos microbialitos lagunares hiposalinos, com pH semelhante ao da água do mar (neutro a ligeiramente alcalino). Espera-se em geral condições ambientais de alta alcalinidade para que haja a precipitação desse argilo-mineral, situação que não se verifica nos trombolitos da Austrália. A estevensita nesse lago se nucleia em torno e dentro das paredes filamentosas microbianas, formando uma estrutura

microporosa que posteriormente é mineralizada por aragonita. Esse mineral pode substituir a estevensita e os remanescentes cianobacterianos e destruir os produtos primários da organomineralização bem como a micromorfologia. Esse processo pode ter ocorrido nos carbonatos da Formação Barra Velha (bacia de Santos), o que faz com que seja ainda importante a busca por traços de vida da fase anterior à mineralização pela aragonita.

Zeyen *et al.* (2017), estudando a biomineralização em lagos em crateras vulcânicas do cinturão vulcânico mexicano do Mioceno ao Holoceno, sugerem o valor mínimo para alcalinidade de 1.23 mM para que ocorra o desenvolvimento de microbialitos, medida essa encontrada no Lago Zirahuen, o único, entre doze lagos estudados, em que não se identificaram essas organoestruturas. Os microbialitos nesses lagos variam bastante em sua composição mineralógica assim como é variada a composição química de cada lago, não só em termos de alcalinidade (variando de 1.23 mM a 50 mM) como também da sua concentração em ácido orto-silícico (H_4SiO_4) e razão Mg/Ca. Os microbialitos compostos exclusivamente por aragonita foram encontrados em lagos com razão Mg/Ca acima de 10.3 (o lago Patzcuaro possui razão Mg/Ca igual a três e contém exclusivamente aragonita). Ressalta-se que esses valores são bem diferentes em água do mar, onde a razão Mg/Ca de 2.5 nos mares de hoje, por exemplo, produz biofilmes calcificados tanto por aragonita quanto por calcita magnesiânica (valores menores produzem calcita magnesiânica principalmente). É interessante registrar também que todos os lagos estudados no México estão supersaturados em Mg-silicatos, que são caracterizados como fases de talco hidratado pobremente cristalizados. Essas fases minerais ricas em silicato de magnésio em águas alcalinas, similares à kerolita, ao contrário da estevensita, possuem alto potencial para a fossilização de estruturas microbianas. A estevensita ou outras fases de silicatos ricos em Mg podem estar presente, porém em menor abundância (ZEYEN *et al.*, 2015).

Contudo, apesar dos esforços em pesquisas com análogos modernos, algumas questões permanecem uma incógnita. A começar pelas questões básicas: quem é o responsável pelo crescimento dessas estruturas orgânicas? Se são as cianobactérias, por que não as encontramos em todo registro geológico? Quem está de fato fazendo a calcificação nos estromatólitos? Tanto os antigos quanto os modernos estromatólitos se formaram nas mesmas condições? Que traços de atividade microbiana podem ser registrados nos estromatólitos? Existe alguma espécie de cianobactéria mais propensa à biomineralização ou é justamente a diversidade do tapete microbiano que importa? Por fim: sem cianobactérias, os estromatólitos se formariam? Em geral, a crença de que as cianobactérias sejam os organismos fundamentais para a construção de estromatólitos advém da observação dessas organoestruturas modernas, pois as cianobactérias são abundantes nesses depósitos e podem fazer fotossíntese, armazenar CO_2 e induzir a precipitação de $CaCO_3$. Porém, observando-se os estromatólitos modernos, verifica-se também a presença de outras bactérias que igualmente podem induzir à precipitação de $CaCO_3$, como por exemplo as fotossintetizadoras anaeróbicas, ou seja, que realizam fotossíntese, podem fixar CO_2 , mas não produzem O_2 .

CONCLUSÃO

Análise estratigráfico-estrutural

A Formação Bebedouro aflora numa faixa estreita e alongada com direção NE-SW na borda leste da Bacia Salitre evidenciando um possível controle tectônico sobre esses depósitos. Sugere-se um empilhamento estratigráfico que indicam condições de plataforma interna (ASF-B) e plataforma externa (ASF-C). A relação entre esse empilhamento e a ASF-A, que representa os diamictitos polimícticos, não foi bem determinada, salvo em um único afloramento que presume-se ser um contato com a ASF-B.

Os diamictitos são constituídos por grãos com formas, tamanhos e composições variados. Grãos angulosos e facetados podem aludir a uma origem glacial, porém características sedimentológicas respaldam a origem por fluxos gravitacionais desses depósitos numa calha estrutural (rifte) de direção N70E.

Condições glaciais de altitude podem ter sido geradas nos flancos elevados a leste em consequência da tectônica distensiva que se processava durante a quebra do supercontinente Rodínia. Durante degelos periódicos, esses sedimentos atingiram ambiente marinho e, assim retrabalhados, guardam as estruturas relativas a processos gravitacionais subaquáticos ao longo da borda de rifte.

A Formação Salitre sucedeu esses depósitos, possivelmente em contexto de rampa carbonática desenvolvida num rifte de direção NE-SW. Foram identificadas cinco associações de fácies representando um ciclo completo de raseamento para o topo, iniciando-se pela ASF-I que tem características condizente com um maior aprofundamento da bacia em ambiente de inframaré. Intercalações entre calcissititos e laminitos microbianos (com superfície crenulada) marcam a transição entre condições de inframaré e intermaré, correspondendo à ASF-II. Com a implantação de condições raseamento, registrou-se a ASF-III, caracterizada por laminitos microbianos de intermaré a supramaré. As organoestruturas típicas da Fazenda Arrecife foram englobadas na ASF-IV, que representa condições rasas em ambiente de intermaré a supramaré. Os pequenos microbialitos colunares fosfáticos centimétricos são encontrados nessa associação de fácies, representando a adaptação à pequena lâmina d'água.

A análise isotópica do carbono e do oxigênio dos testemunhos dos dois poços sugere a existência de duas sequências distintas: o poço 1-MC-1-BA, que documenta carbonatos com grande deslocamento isotópico tanto de carbono quanto de oxigênio, com boa correlação linear positiva; e o poço 1-MC-2-BA, sem correlação linear entre o $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, e com variação mais estreita de valores, o que indica menor influência da diagênese.

As assinaturas mais negativas do $\delta^{13}\text{C}$ nas maiores profundidades do poço 1-MC-1-BA ocorrem nos carbonatos da fácies diamictito no limite com os chamados dolomititos de capa.

Todavia, um outro desvio negativo do $\delta^{13}\text{C}$ é calculado entre 50 e 47 m de profundidade, nesse caso não associado a diamictitos. Todos esses deslocamentos do sinal do $\delta^{13}\text{C}$ têm o mesmo reflexo no $\delta^{18}\text{O}$, indicando maior atuação da diagênese.

Os valores muito negativos do $\delta^{13}\text{C}$ sugerem mineralização induzida por atuação de microrganismos anaeróbicos redutores de sulfato abaixo da interface água/sedimento, cujo metabolismo leva ao aumento da alcalinidade com a introdução de carbono mais leve decorrentes da liberação de CO_2 com valores entre -30 e -25 ‰ nos poros. O consórcio microbiano de procariotas (archaeas e bactérias redutoras de sulfato) é frequentemente sugerido em ambientes em que há oxidação anaeróbica de metano de origem orgânica, o qual se caracteriza por apresentar a menor assinatura isotópica média para o $\delta^{13}\text{C}$. Porém, as bactérias redutoras de sulfato podem também empregar apenas a matéria orgânica detritica (e não o metano) para o seu metabolismo, sendo ambos processos caracterizados por um aumento da alcalinidade e precipitação de carbonatos pobres em ^{13}C . Acredita-se que o incremento de alcalinidade em consequência do metabolismo dessas bactérias anaeróbicas é tão importante que pode mesmo reprimir o potencial dos sulfatos em limitar a precipitação de carbonatos. A concentração de sulfatos no Proterozoico deve ter sido também inferior aos valores atuais, de forma que o metabolismo bacteriano poderia exaurir esse inibidor para a precipitação de dolomitas abioticamente.

Nos estratos correspondentes aos diamictitos, sugere-se o soterramento rápido da matéria orgânica, em consequência da abertura do rifte, como responsável pelos deslocamentos isotópicos negativos do carbono. Para os estratos em que também se verificam desvios isotópicos negativos do carbono, porém sem relação com os diamictitos, indica-se o metabolismo do consórcio microbiano anaeróbico na presença de metano. Picos de bário, zinco e estrôncio reforçam a hipótese de uma paleozona de transição entre metanogênese e redução de sulfato.

Quimioestratigrafia na Bacia Salitre

No poço MC-1, a variação isotópica marca a mudança faciológica entre diamictitos e os carbonatos que os recobrem. A oxidação da matéria orgânica devido ao soterramento rápido resultaria nos desvios negativos do $\delta^{13}\text{C}$. Assinatura negativa para a razão isotópica do oxigênio também pode ser devida a condições anóxicas de deposição além do fracionamento decorrente do soterramento diagenético que tende a concentrar também o isótopo mais leve do oxigênio, um efeito que já é esperado para o registro geológico antigo. A maior concentração de metais traços em profundidade na seção nesse poço, com tendência ao decréscimo ascendente, corrobora a hipótese de maior potencial redox nas partes mais inferiores do testemunho desse poço em que se obtiveram os maiores desvios negativos do $\delta^{13}\text{C}$. A maior concentração de Cu e Ni nesses estratos com assinatura negativa do $\delta^{13}\text{C}$ indica maior concentração de matéria orgânica inicialmente. A concentração desses metais declina rapidamente dentro da Forma-

ção Bebedouro para o topo, refletindo possivelmente a degradação da matéria orgânica como consequência da entrada de detritos com a tectônica de rifte.

Os carbonatos do poço MC-1 podem ter sido originados em ambientes com restrições que dificultam a renovação das águas, conforme sugere a razão Mo/COT, que aumenta para o topo, definindo uma transição entre ambientes fortemente restritos em profundidade e ambientes moderadamente restritos nas porções superiores do testemunho (menores que 15 m de profundidade).

No poço MC-2, verifica-se, pela análise dos elementos sensíveis às condições redox, que os carbonatos também se originaram em ambiente redutor, aproximadamente constante ao longo do poço, se intensificando para o topo, resultado que é compatível com a mais expressiva presença de organoestruturas principalmente acima da profundidade de 40 m do testemunho. O estrôncio é um bom indicador de carbonato autigênico em área de escapes frios, e nesse poço, a sua maior concentração se dá nos estratos em que se verifica maior presença de carbonatos microbianos (80 m de profundidade), no caso, calcita, sugerindo sua origem como aragonita. Ambientes mais restritos supõem-se para essa sequência, de acordo com a variação da razão Mo/COT, a qual diminui ascendentemente.

Organomineralização e traços de vida nos carbonatos microbianos

A fase carbonato-fluorapatita ocorre em todos os tipos de mesoestruturas analisadas. Nos estromatólitos, ela está mais concentrada nas lamínulas em que predomina a dolomita (porém intercrescida com calcita), subparalela a essas finas laminações, sem estruturação, com contornos sinuosos. As laminações dos estromatólitos são consequência da alternância de finas lamínulas de calcita e dolomita, conforme evidenciou a microscopia eletrônica de varredura. Essa fase de intercrescimento de calcita e carbonato-fluorapatita apresenta dolomitização, sugerindo que a mineralização de fosfato é autigênica. Como o estudo da estratigrafia química indicou ambiente de circulação restrita para os dois pontos amostrados por testemunhos, sugere-se o intemperismo das áreas próximas expostas como a fonte do fosfato. Ele entra na bacia na forma de óxidos que, ao atingirem as zonas anóxicas, são reduzidos, liberando o P que volta a ser mineralizado. Como o fosfato é um inibidor para a precipitação de calcita em condições abióticas, supõe-se então que havia biomassa fotossintetizante, que fez aumentar o pH do meio, ou, o mais provável, que o pH fosse elevado em consequência do metabolismo das bactérias redutoras de sulfato em ambiente anóxico. As fotomicrografias eletrônicas de varredura indicam a simultaneidade da precipitação de calcita e fosfato, corroborando o mecanismo proposto de coprecipitação em um sistema induzido por microrganismos. Os fosfatos podem ser concentrados como decorrência do metabolismo do consórcio de microrganismos que existe em tapetes microbianos, isto é, eles podem ser produto da ação combinada de bactérias redutoras

de sulfato e das bactérias oxidantes de sulfeto. Porém uma fase fosfato posterior aos carbonatos também é registrada, sendo encontrada na porosidade entre os cristais carbonáticos, conforme visto em imagens de MEV, e como um invólucro fino em torno de um núcleo calcítico em objetos identificados por microtomografia.

Foi identificado um tipo de microporosidade intracristalina em amostra de estromatólito, associada principalmente a cristais de dolomita bem desenvolvidos, com dimensão menor que 1 μm , que é consistente com uma origem biótica. Esses microporos podem representar o molde resultante da degradação de bactérias após serem incorporadas no cristal, representando assim uma bioassinatura microbiana para os carbonatos. Essa microporosidade pode ter sido preservada por não serem esses poros intercomunicáveis, ficando assim livres da cimentação posterior. A microtomografia reforça essa hipótese pois identificou essa fase porosa como sendo formada por poros micrométricos descontínuos.

O aspecto microscópico dos estromatólitos é dado pela alternância de finas lâminas micríticas (escuras) com lâminas mais espessas, claras, constituídas por calcita microespática ou espática. As lâminas micríticas possuem contornos sinuosos, sugerindo a presença de matéria orgânica na sua origem.

Os trombolitos microscopicamente são caracterizados por textura microgrumosa, porém, por vezes a dolomitização a oblitera quase que totalmente. Os grumos podem representar aglomerados microbianos indutores da precipitação (micritização e posteriormente neomorfização). Conclui-se então que os trombolitos se formam por precipitação *in situ*, e não por aprisionamento e aglutinação de partículas.

Uma das microfácies identificadas na amostra do paleocanal é caracterizada por *grains-tone* peloidal. Os peloides são esferoidais a elipsoidais de tamanhos variados. Essa microestrutura é considerada uma bioassinatura, refletindo a precipitação induzida por microrganismos. Ela está presente nos estromatólitos também. A outra microfácies refere-se tipicamente a microtexturas estromatólíticas laminadas, constituídas principalmente por alternância de lâminas com dolomitas com microporosidade e lâminas com mais silicatos e quartzo no espaço entre os cristais de dolomita. Essa é a microfácies com maior porosidade. A frequência das intercalações leva a se pensar em silicificação autigênica que pode ocorrer em ambiente anóxico metanogênico, na esteira microbiana com baixas concentrações de sulfato, que pode conduzir à precipitação episódica de sílica quando da diminuição do pH na porosidade intersticial. Entretanto o ambiente ácido leva à dissolução de carbonatos, justificando assim a maior porosidade dessa microfácies. A origem detrítica da sílica, contudo, não foi completamente descartada.

Encontraram-se outras evidências de traços de vida procariotas e eucariotas (protistas), além das bioassinaturas já citadas.

A fácies trombolítica encontrada na base do plugue FAR21 é caracterizada por grãos formados pela coalescência de outros grãos menores, envolvidos por uma ou mais membranas. A estrutura interna desses aglomerados, que confere a forma mesoscópica de grumos, é microgrumosa e micropeloidal, como nos estromatólitos. Esses grãos (micropeloides) encontram-se

muitas vezes parcialmente substituída por microespatito, quartzo ou carbonato-fluorapatita. Essas formas podem representar a calcificação de microrganismos cocoides *in situ*, representando, portanto, organomineralização induzida por microrganismos procariotas ou microrganismos mais complexos - eucariotas - como descrito nos carbonatos criogenianos do norte da Namíbia por Dalton *et al.* (2013). Com a análise microtomográfica, observou-se que esses grumos são de diferentes tamanhos, recobertos por um fino envelope de carbonato-fluorapatita, apresentando por vezes terminações bruscas, afiladas ou planas, com aberturas que não se coadunam com o modelo de desenvolvimento de grãos por rolamento. Brain *et al.* (2012) chamaram de *Otavia* aos possíveis fósseis com idade entre 760 e 550 Ma semelhantes aos descritos neste trabalho.

Nesse mesmo plugue, identificaram-se estruturas filamentosas no topo do plugue, às vezes aglomeradas, às vezes solitárias, em geral calcificadas, porém com pouca concentração de carbono. Também na base do plugue observaram-se longos filamentos, nesse caso, com elevada concentração de carbono

Algumas estruturas encontradas morfológicamente se assemelham a protistas (possivelmente Tecamebas aglutinadas), sendo algumas compostas por calcita e outras por silicato, porém todas com alta concentração de carbono, conforme mapeamento por EDX ao MEV. Alguns exibem terminações que permitem ver a espessura da parede e a cavidade interna formada por ela.

REFERÊNCIAS

- AITKEN, J. D. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the cambrian and ordovician of southwestern alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37, p. 1163–1178, 1967.
- AITKEN, J. D. The ice brook formation and post-rapitan, late proterozoic glaciation, mackenzie mountains, northwest territories. *Bull./Geol. survey of Canada; N404*, Ottawa, 1991.
- ALGEO, T. J.; LYONS, T. W. Mo–total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography*, Wiley Online Library, v. 21, n. 1, 2006.
- ALLWOOD, A. C. *et al.* Controls on development and diversity of early archean stromatolites. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 106, n. 24, p. 9548–9555, 2009.
- ALLWOOD, A. C. *et al.* Stromatolite reef from the early archaean era of australia. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 441, n. 7094, p. 714–718, 2006.
- ALTERMANN, W. *et al.* Cyanobacterial calcification and its rock-building potential during 3.5 billion years of earth history. *Geobiology*, v. 4, n. 3, p. 147–166, 2006.
- ALVARENGA, C. J. de; SANTOS, R. V.; DANTAS, E. L. C–o–sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying marinoan-age glacial diamictites in the paraguay belt, brazil. *Precambrian Research*, v. 131, p. 1–21, 2004.
- ALVARENGA, C. J. de; TROMPETTE, R. Glacially influenced sedimentation in the later proterozoic of the paraguay belt (mato grosso, brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 92, n. 1-2, p. 85–105, 1992.
- ANTCLIFFE, J. B. *et al.* Understanding ancient life: how martin brasier changed the way we think about the fossil record. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 448, n. 1, p. 19–31, 2017.
- ARP, G.; REIMER, A.; REITNER, J. Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in phanerozoic oceans. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 292, n. 5522, p. 1701–1704, 2001.
- ARP, G.; REIMER, A.; REITNER, J. Microbialite formation in seawater of increased alkalinity, satonda crater lake, indonesia. *Journal of Sedimentary Research*, Society for Sedimentary Geology, v. 73, n. 1, p. 105–127, 2003.
- AWRAMIK, S.; MARGULIS, L.; BARGHOORN, E. Evolutionary processes in the formation of stromatolites. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, v. 20, p. 149–162, 1976.
- AWRAMIK, S. M. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 174, n. 4011, p. 825–827, 1971.

- AZMY, K. *et al.* As sucessões carbonáticas neoproterozoicas do cráton do são francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, Brazilian Society of Geology, v. 37, n. 4, p. 1034–1046, 2007.
- AZMY, K. *et al.* Dolomitization and isotope stratigraphy of the vazante formation, são francisco basin, brazil. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 112, n. 3, p. 303–329, 2001.
- BABINSKI, M.; VIEIRA, L. C.; TRINDADE, R. I. Direct dating of the sete lagoas cap carbonate (bambuí group, brazil) and implications for the neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, Wiley Online Library, v. 19, n. 6, p. 401–406, 2007.
- BARBOSA, J. S.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O cráton do são francisco na bahia: Uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 1, p. 3–6, 2003.
- BARGHOORN, E. S.; TYLER, S. A. Microorganisms from the gunflint chert. *Science*, JSTOR, v. 147, n. 3658, p. 563–577, 1965.
- BATCHELOR, M. *et al.* A case for biotic morphogenesis of coniform stromatolites. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, Elsevier, v. 337, n. 1, p. 319–326, 2004.
- BAZYLINSKI, D. A.; FRANKEL, R. B. Biologically controlled mineralization in prokaryotes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineral Soc America, v. 54, n. 1, p. 217–247, 2003.
- BENZERARA, K.; MENGUY, N. Looking for traces of life in minerals. *Comptes Rendus Palevol*, Elsevier, v. 8, n. 7, p. 617–628, 2009.
- BENZERARA, K. *et al.* Nanobacteria-like calcite single crystals at the surface of the tataouine meteorite. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 100, n. 13, p. 7438–7442, 2003.
- BENZERARA, K. *et al.* Nanoscale detection of organic signatures in carbonate microbialites. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 103, n. 25, p. 9440–9445, 2006.
- BENZERARA, K. *et al.* Significance, mechanisms and environmental implications of microbial biomineralization. *Comptes Rendus Geoscience*, Elsevier, v. 343, n. 2, p. 160–167, 2011.
- BENZERARA, K. *et al.* Intracellular ca-carbonate biomineralization is widespread in cyanobacteria. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 111, n. 30, p. 10933–10938, 2014.
- BERNHARD, J. M. *et al.* Insights into foraminiferal influences on microfabrics of microbialites at highborne cay, bahamas. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 110, n. 24, p. 9830–9834, 2013.
- BERTRAND-SARFATI, J.; MOUSSINE-POUCHKINE, A. Evolution and environmental conditions of conophyton—jacutophyton associations in the atar dolomite (upper proterozoic, mauritania). *Precambrian Research*, Elsevier, v. 29, n. 1-3, p. 207–234, 1985.
- BEYSSAC, O. *et al.* Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology*, Wiley Online Library, v. 20, n. 9, p. 859–871, 2002.

- BIRGEL, D. *et al.* Methanogenesis produces strong ^{13}C enrichment in stromatolites of lagoa salgada, brazil: a modern analogue for palaeo-neoproterozoic stromatolites? *Geobiology*, Wiley Online Library, v. 13, n. 3, p. 245–266, 2015.
- BIZZI, L. A. *et al.* *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. [S.l.]: CPRM, 2003.
- BOETIUS, A. *et al.* A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 407, n. 6804, p. 623, 2000.
- BOGGS, S.; KRINSLEY, D. *Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2006.
- BOMFIM, L. F. *et al.* Projeto bacia de irecê. CPRM, 1985.
- BOSAK, T.; KNOLL, A. H.; PETROFF, A. P. The meaning of stromatolites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Annual Reviews, v. 41, p. 21–44, 2013.
- BOSAK, T. *et al.* Agglutinated tests in post-sturtian cap carbonates of namibia and mongolia. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 308, n. 1-2, p. 29–40, 2011.
- BOSAK, T. *et al.* Possible early foraminiferans in post-sturtian (716- 635 ma) cap carbonates. *Geology*, Geological Society of America, v. 40, n. 1, p. 67–70, 2012.
- BOSAK, T.; NEWMAN, D. K. Microbial nucleation of calcium carbonate in the precambrian. *Geology*, Geological Society of America, v. 31, n. 7, p. 577–580, 2003.
- BOSAK, T. *et al.* Micrometer-scale porosity as a biosignature in carbonate crusts. *Geology*, Geological Society of America, v. 32, n. 9, p. 781–784, 2004.
- BRAIN, C. K. *et al.* The first animals: ca. 760-million-year-old sponge-like fossils from namibia. *South African Journal of Science*, Academy of Science for South Africa (ASSAf), v. 108, n. 1-2, p. 1–8, 2012.
- BRAISSANT, O. *et al.* Exopolymeric substances of sulfate-reducing bacteria: interactions with calcium at alkaline ph and implication for formation of carbonate minerals. *Geobiology*, Wiley Online Library, v. 5, n. 4, p. 401–411, 2007.
- BRASIER, M. *et al.* A fresh look at the fossil evidence for early archaean cellular life. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, The Royal Society, v. 361, n. 1470, p. 887–902, 2006.
- BRASIER, M. D. *et al.* Changing the picture of earth's earliest fossils (3.5–1.9 ga) with new approaches and new discoveries. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 112, n. 16, p. 4859–4864, 2015.
- BRASIER, M. D. *et al.* Questioning the evidence for earth's oldest fossils. *Nature*, v. 416, n. 6876, p. 76–81, 2002.
- BRASIER, M. D. *et al.* Critical testing of earth's oldest putative fossil assemblage from the 3.5 ga apex chert, chinaman creek, western australia. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 140, n. 1, p. 55–102, 2005.

- BUICK, R. Microfossil recognition in archean rocks: an appraisal of spheroids and filaments from a 3500 my old chert-barite unit at north pole, western australia. *Palaios*, p. 441–459, 1990.
- BUICK, R. The antiquity of oxygenic photosynthesis: evidence from stromatolites in sulphate-deficient archaean lakes. *Science*, The American Association for the Advancement of Science, v. 255, n. 5040, p. 74, 1992.
- BUICK, R. When did oxygenic photosynthesis evolve? *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, The Royal Society, v. 363, n. 1504, p. 2731–2743, 2008.
- BUICK, R.; DUNLOP, J.; GROVES, D. Stromatolite recognition in ancient rocks: an appraisal of irregularly laminated structures in an early archaean chert-barite unit from north pole, western australia. *Alcheringa*, Taylor & Francis, v. 5, n. 3, p. 161–181, 1981.
- BURKI, F. The eukaryotic tree of life from a global phylogenomic perspective. *Cold Spring Harbor perspectives in biology*, Cold Spring Harbor Lab, v. 6, n. 5, p. a016147, 2014.
- BURNE, R. V.; MOORE, L. S. Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, v. 2, p. 241–254, 1987.
- BURNE, R. V. *et al.* Stevensite in the modern thrombolites of lake clifton, western australia: A missing link in microbialite mineralization? *Geology*, Geological Society of America, v. 42, n. 7, p. 575–578, 2014.
- BYERLY, G. R.; LOWER, D. R.; WALSH, M. M. Stromatolites from the 3,300–3,500-Myr swaziland supergroup, barberton mountain land, south africa. *Nature*, Springer, v. 319, n. 6053, p. 489–491, 1986.
- CAMPBELL, K.; FARMER, J.; MARAIS, D. D. Ancient hydrocarbon seeps from the mesozoic convergent margin of california: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments. *Geofluids*, Wiley Online Library, v. 2, n. 2, p. 63–94, 2002.
- CARDOSO, A. M. *et al.* Archaea: Potencial biotecnológico. *Revista Biotecnologia Ciência e Desenvolvimento*, v. 30, p. 71, 2003.
- CATLING, D. C.; CLAIRE, M. W. How earth's atmosphere evolved to an oxic state: a status report. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 237, n. 1-2, p. 1–20, 2005.
- CHAFETZ, H. S. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Research*, Society for Sedimentary Geology, v. 56, n. 6, 1986.
- CHAFETZ, H. S.; BUCZYNSKI, C. Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios*, p. 277–293, 1992.
- CHAFETZ, H. S.; FOLK, R. L. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Research*, Society for Sedimentary Geology, v. 54, n. 1, 1984.
- CHAFETZ, H. S.; GUIDRY, S. A. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology*, Elsevier, v. 126, n. 1, p. 57–74, 1999.

- CHEKROUN, K. B. *et al.* Precipitation and growth morphology of calcium carbonate induced by myxococcus xanthus: implications for recognition of bacterial carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 74, n. 6, p. 868–876, 2004.
- CONDIE, K. C. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? *Journal of African Earth Sciences*, Elsevier, v. 35, n. 2, p. 179–183, 2002.
- CORSETTI, F. Life during neoproterozoic snowball earth. *Geology*, v. 43, p. 559–560, 05 2015.
- COURADEAU, E. *Geomicrobiology of Alchichica alkaline lake microbialites (Mexico)*. Tese (Doutorado) — Université Paris-Diderot-Paris VII, 2012.
- COURADEAU, E. *et al.* An early-branching microbialite cyanobacterium forms intracellular carbonates. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 336, n. 6080, p. 459–462, 2012.
- CROSBY, C. H.; BAILEY, J. V. The role of microbes in the formation of modern and ancient phosphatic mineral deposits. *Frontiers in microbiology*, Frontiers Media SA, v. 3, 2012.
- CRUZ, S. C.; ALKMIM, F. F. The tectonic interaction between the paramirim aulacogen and the araçaí belt, são francisco craton region, eastern brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, SciELO Brasil, v. 78, n. 1, p. 151–173, 2006.
- CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. A história de inversão do aulacógeno do paramirim contada pela sinclinal de ituaçu, extremo sul da chapada diamantina (ba). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4 suppl, p. 92–110, 2007.
- CUI, H. *et al.* Methane derived authigenic carbonates from the uppermost doushantuo formation in south china: Was the ediacaran shuram excursion a globally synchronized early diagenetic event. *Chemical Geology*, v. 450, p. 59–80, 2017.
- CUKROV, N.; ALVARENGA, C. J. de; UHLEIN, A. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do cráton do são francisco: exemplos de jequitai (mg) e cristalina (go). *Brazilian Journal of Geology*, v. 35, n. 1, p. 69–76, 2005.
- DALTON, L. A. *et al.* Preservational and morphological variability of assemblages of agglutinated eukaryotes in cryogenian cap carbonates of northern namibia. *Palaios*, v. 28, n. 2, p. 67–79, 2013.
- DECHO, A. W. Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their role (s) in food webs and marine processes. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, v. 28, n. 7, p. 73–153, 1990.
- DECHO, A. W.; VISSCHER, P. T.; REID, R. P. Production and cycling of natural microbial exopolymers (eps) within a marine stromatolite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 219, n. 1, p. 71–86, 2005.
- DELPOMDOR, F. *et al.* Pre-and post-marinoan carbonate facies of the democratic republic of the congo: Glacially-or tectonically-influenced deep-water sediments? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 457, p. 144–157, 2016.

DELPOMDOR, F. *et al.* Evolution and estimated age of the c5 lukala carbonate-evaporite ramp complex in the lower congo region (democratic republic of congo): New perspectives in central africa. *Journal of African Earth Sciences*, Elsevier, v. 137, p. 261–277, 2018.

DELPOMDOR, F. R.; LUC, T.; PRÉAT, A. R. Facies and micromorphology of the neoproterozoic upper diamictite formation in the democratic republic of congo: new evidence of sediment gravity flow. *Geologica Belgica*, v. 20, n. 1-2, 2017.

DIAZ, M. L. R. *Estudo diagenético aplicado ao membro Maruim da Formação Riachuelo, na parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil.* Tese (Doutorado) — Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2011.

DUPRAZ, C. *et al.* Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, v. 96, n. 3, p. 141 – 162, 2009. Microbial Mats in Earth's Fossil Record of Life: Geobiology.

DUPRAZ, C.; REID, R. P.; VISSCHER, P. T. Microbialites, modern. In: *Encyclopedia of Geobiology*. [S.l.]: Springer, 2011. p. 617–635.

DUPRAZ, C.; VISSCHER, P. T. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends in microbiology*, Elsevier, v. 13, n. 9, p. 429–438, 2005.

DUPRAZ, C. *et al.* Microbe–mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (eleuthera island, bahamas). *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 51, n. 4, p. 745–765, 2004.

EGYDIO-SILVA, M.; KARMANN, I.; TROMPETTE, R. Análise estrutural do grupo rio pardo - sudeste do estado da bahia. v. 11, p. 23–41, 12 2011.

EHRlich, H. L. Geomicrobiology: its significance for geology. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 45, n. 1, p. 45–60, 1998.

EHRlich, H. L.; NEWMAN, D. K.; KAPPLER, A. *Ehrlich's geomicrobiology*. [S.l.]: CRC press, 2015.

EVANS, D. A. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the neoproterozoic climatic paradox. *American Journal of Science*, American Journal of Science, v. 300, n. 5, p. 347–433, 2000.

EYLES, N. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 35, n. 1-2, p. 1–248, 1993.

EYLES, N.; JANUSZCZAK, N. 'zipper-rift': a tectonic model for neoproterozoic glaciations during the breakup of rodinia after 750 ma. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 65, n. 1-2, p. 1–73, 2004.

EYLES, N.; JANUSZCZAK, N. Syntectonic subaqueous mass flows of the neoproterozoic otavi group, namibia: where is the evidence of global glaciation? *Basin Research*, Wiley Online Library, v. 19, n. 2, p. 179–198, 2007.

FAIRCHILD, I. J.; SPIRO, B. Petrological and isotopic implications of some contrasting late precambrian carbonates, ne spitsbergen. *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 34, n. 6, p. 973–989, 1987.

- FARQUHAR, J.; ZERKLE, A. L.; BEKKER, A. Geological constraints on the origin of oxygenic photosynthesis. *Photosynthesis research*, Springer, v. 107, n. 1, p. 11–36, 2011.
- FEDO, C. M.; WHITEHOUSE, M. J. Metasomatic origin of quartz-pyroxene rock, aklia, greenland, and implications for 'earth's earliest life. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 296, n. 5572, p. 1448–1452, 2002.
- FIGUEIREDO, F. T. *et al.* Neoproterozoic glacial dynamics revealed by provenance of diamictites of the bebedouro formation, são francisco craton, central eastern brazil. *Terra Nova*, Wiley Online Library, v. 21, n. 5, p. 375–385, 2009.
- FLÜGEL, E. Carbonate depositional environments. In: *Microfacies of Carbonate Rocks*. [S.l.]: Springer, 2010. p. 7–52.
- FORTERRE, P.; BROCHIER, C.; PHILIPPE, H. Evolution of the archaea. *Theoretical population biology*, Elsevier, v. 61, n. 4, p. 409–422, 2002.
- FREYTET, P.; VERRECCHIA, E. P. Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 45, n. 3, p. 535–563, 1998.
- GANQING, J.; XIAOYING, S.; SHIHONG, Z. Methane seeps, methane hydrate destabilization, and the late neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Chinese Science Bulletin*, Springer, v. 51, n. 10, p. 1152–1173, 2006.
- GARCÍA-RUIZ, J. M. *et al.* Self-assembled silica-carbonate structures and detection of ancient microfossils. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 302, n. 5648, p. 1194–1197, 2003.
- GARRETT, P. Phanerozoic stromatolites: Noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. *Science*, p. 171–173, 1970.
- GOLUBIC, S. Organisms that build stromatolites. *Developments in sedimentology*, Elsevier, v. 20, p. 113–126, 1976.
- GOLUBIC, S. Modern stromatolites: a review. In: *Calcareous algae and stromatolites*. [S.l.]: Springer, 1991. p. 541–561.
- GOMES, A. S. R. *Modelagem metalogenética das mineralizações de Pb-Zn hospedadas em carbonatos neoproterozóicos de Irecê (BA), Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG)*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal da Bahia, 2005.
- GREINERT, J.; BOHRMANN, G.; ELVERT, M. Stromatolitic fabric of authigenic carbonate crusts: result of anaerobic methane oxidation at cold seeps in 4,850 m water depth. *International Journal of Earth Sciences*, Springer, v. 91, n. 4, p. 698–711, 2002.
- GROTZINGER, J. P. Geochemical model for proterozoic stromatolite decline. *American Journal of Science*, v. 290, p. 80–103, 1990.
- GROTZINGER, J. P.; KNOLL, A. H. Stromatolites in precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? *Annual review of earth and planetary sciences*, v. 27, p. 313–358, 1999.

- GROTZINGER, J. P.; ROTHMAN, D. H. An abiotic model for stromatolite morphogenesis. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 383, n. 6599, p. 423–425, 1996.
- GUIMARÃES, J. T. *A Formação Bebedouro no estado da Bahia: faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, 1996.
- GUIMARÃES, J. T. *et al.* The bebedouro formation, una group, bahia (brazil). In: ARNAUD, E.; HALVERSON, G. P.; SHIELDS-ZHOU, G. (Ed.). *The Geological record of Neoproterozoic Glaciations*. [S.l.]: Geological Society of London, 2011. v. 36, p. 503–508.
- HALVERSON, G. P. *et al.* Toward a neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, v. 117, n. 9-10, p. 1181–1207, 2005.
- HARTLEY, A. *et al.* Coprecipitation of phosphate with calcite in the presence of photosynthesizing green algae. *Water Research*, Elsevier, v. 31, n. 9, p. 2261–2268, 1997.
- HILL, A. C. *Mid-Neoproterozoic isotope stratigraphy of Australia*. Tese (Doutorado) — Macquarie University, 1998.
- HOFFMAN, P. F. A history of neoproterozoic glacial geology, 1871–1997. *Geological Society, London, Memoirs*, Geological Society of London, v. 36, n. 1, p. 17–37, 2011.
- HOFFMAN, P. F. *et al.* A neoproterozoic snowball earth. *American Association for the Advancement of Science*, v. 281, n. 5381, p. 1342–1346, 1998.
- HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. Snowball earth. *Scientific American*, v. 282, n. 1, p. 68–75, 2000.
- HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. The snowball earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra nova*, Wiley Online Library, v. 14, n. 3, p. 129–155, 2002.
- HOFMANN, A. The geochemistry of sedimentary rocks from the fig tree group, barberton greenstone belt: implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-archaeon times. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 143, n. 1-4, p. 23–49, 2005.
- HORODYSKI, R. J. Environmental influences on columnar stromatolite branching patterns: examples from the middle proterozoic belt supergroup, glacier national park, montana. *Journal of Paleontology*, p. 661–671, 1977.
- JIANG, G. *et al.* Carbon isotope variability across the ediacaran yangtze platform in south china: Implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}C$ gradient. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 261, n. 1, p. 303 – 320, 2007.
- JIANG, G.; KENNEDY, M. J.; CHRISTIE-BLICK, N. Stable isotopic evidence for methane seeps in neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 426, n. 6968, p. 822–826, 2003.
- JIANG, G. *et al.* Stratigraphy, sedimentary structures, and textures of the late neoproterozoic doushantuo cap carbonate in south china. *Journal of Sedimentary Research*, SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 76, n. 7, p. 978–995, 2006.

- KAH, L. C.; BARTLEY, J. K.; STAGNER, A. F. Reinterpreting a proterozoic enigma: Conophyton–jacutophyton stromatolites of the mesoproterozoic atar group, mauritania. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, v. 41, p. 277–295, 2009.
- KAH, L. C.; KNOLL, A. H. Microbenthic distribution of proterozoic tidal flats: environmental and taphonomic considerations. *Geology*, Geological Society of America, v. 24, n. 1, p. 79–82, 1996.
- KALKOWSKY, E. Oolith und stromatolith im nord-deutschen buntsandstein. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, v. 60, p. 68–125, 1908.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. Late proterozoic glaciation in central-eastern brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 65, n. 1-2, p. 1–21, 1988.
- KAUFFMAN, E. G. *et al.* Widespread venting of methane-rich fluids in late cretaceous (campanian) submarine springs (tepee buttes), western interior seaway, usa. *Geology*, Geological Society of America, v. 24, n. 9, p. 799–802, 1996.
- KAUFMAN, A. J. *et al.* Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper proterozoic successions in namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 49, n. 3-4, p. 301–327, 1991.
- KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. Neoproterozoic variations in the c-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian research*, Elsevier, v. 73, n. 1-4, p. 27–49, 1995.
- KEMPE, S.; KAŹMIERCZAK, J. Chemistry and stromatolites of the sea-linked satonda crater lake, indonesia: A recent model for the precambrian sea? *Chemical Geology*, Elsevier, v. 81, n. 4, p. 299–310, 1990.
- KENNARD, J. M.; JAMES, N. P. Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaios*, p. 492–503, 1986.
- KENNEDY, M. J.; CHRISTIE-BLICK, N.; SOHL, L. E. Are proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following earth's coldest intervals? *Geology*, Geological Society of America, v. 29, n. 5, p. 443–446, 2001.
- KIRSCHVINK, J. L. Late proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball earth. In: SCHOPF, J. W.; KLEIN, C. (Ed.). *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1992. p. 51–52.
- KNOLL, A.; SWETT, K.; MARK, J. Paleobiology of a neoproterozoic tidal flat/lagoonal complex: the draken conglomerate formation, spitsbergen. *Journal of Paleontology*, p. 531–570, 1991.
- KNOLL, A. H.; FAIRCHILD, I. J.; SWETT, K. Calcified microbes in neoproterozoic carbonates: implications for our understanding of the proterozoic/cambrian transition. *Palaios*, p. 512–525, 1993.
- KONHAUSER, K. O. *Introduction to geomicrobiology*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2009.

- KOPP, R. E. *et al.* The paleoproterozoic snowball earth: a climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 102, n. 32, p. 11131–11136, 2005.
- KREMER, B. *et al.* Calcification and silicification: fossilization potential of cyanobacteria from stromatolites of niuafo‘ou’s caldera lakes (tonga) and implications for the early fossil record. *Astrobiology*, Mary Ann Liebert, Inc. 140 Huguenot Street, 3rd Floor New Rochelle, NY 10801 USA, v. 12, n. 6, p. 535–548, 2012.
- KRUMBEIN, W. Stromatolites—the challenge of a term in space and time. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 20, n. 2-4, p. 493–531, 1983.
- KUCHENBECKER, M. *Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG)*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Minas Gerais, 2011.
- KUCHENBECKER, M.; REIS, H. L. S.; FRAGOSO, D. G. C. Caracterização estrutural e considerações sobre a evolução tectônica da formação salitre na porção central da bacia de irecê, norte do cráton do são francisco (ba). *Revista Geonomos*, v. 19, n. 2, 2013.
- LITH, Y. V. *et al.* Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation. *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 50, n. 2, p. 237–245, 2003.
- LOGAN, B. W. Cryptozoon and associate stromatolites from the recent, shark bay, western australia. *The Journal of Geology*, University of Chicago Press, v. 69, n. 5, p. 517–533, 1961.
- LOWE, D. R. Stromatolites 3,400-myr old from the archaean of western australia. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 284, n. 5755, p. 441–443, 1980.
- LOWE, D. R. Abiological origin of described stromatolites older than 3.2 ga. *Geology*, Geological Society of America, v. 22, n. 5, p. 387–390, 1994.
- LOWENSTAM, H. A. Minerals formed by organisms. *Science*, v. 211, n. 4487, p. 1126–1131, 1981.
- LOWENSTAM, H. A.; WEINER, S. *On biomineralization*. [S.l.]: Oxford University Press on Demand, 1989.
- MACEDO, M.; BONHOMME, M. Contribuição à cronoestratigrafia das formações caboclo, bebedouro e salitre na chapada diamantina (ba) pelos métodos rb-sr e k-ar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 14, n. 3, p. 153–163, 1984.
- MANN, S. Mineralization in biological systems. In: *Inorganic elements in biochemistry*. [S.l.]: Springer, 1983. p. 125–174.
- MANN, S. *Biomineralization: principles and concepts in bioinorganic materials chemistry*. [S.l.]: Oxford University Press on Demand, 2001.
- MARAIS, D. J. D. Microbial mats and the early evolution of life. *Trends in ecology & evolution*, Elsevier, v. 5, n. 5, p. 140–144, 1990.
- MARAIS, D. J. D. The biogeochemistry of hypersaline microbial mats. In: *Advances in microbial ecology*. [S.l.]: Springer, 1995. p. 251–274.

MARAIS, D. J. D. When did photosynthesis emerge on earth? *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 289, n. 5485, p. 1703–1705, 2000.

MARSHALL, C. P.; EMRY, J. R.; MARSHALL, A. O. Haematite pseudomicrofossils present in the 3.5-billion-year-old apex chert. *Nature Geoscience*, Nature Research, v. 4, n. 4, p. 240–243, 2011.

MATSUMOTO, R. Vuggy carbonate crust formed by hydrocarbon seepage on the continental shelf of baffin island, northeast canada. *Geochemical Journal*, GEOCHEMICAL SOCIETY OF JAPAN, v. 24, n. 3, p. 143–158, 1990.

MCLOUGHLIN, N.; WILSON, L.; BRASIER, M. Growth of synthetic stromatolites and wrinkle structures in the absence of microbes—implications for the early fossil record. *Geobiology*, Wiley Online Library, v. 6, n. 2, p. 95–105, 2008.

MISI, A. A sedimentação carbonática do proterozóico superior no cráton do são francisco: Evolução diagenética e estratigrafia isotópica. *SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, v. 2, p. 192–194, 1993.

MISI, A. *et al.* Neoproterozoic successions of the são francisco craton, brazil: the bambuí, una, vazante and vaza barris/miaba groups and their glaciogenic deposits. *Geological Society, London, Memoirs*, Geological Society of London, v. 36, n. 1, p. 509–522, 2011.

MISI, A. *et al.* Chemostratigraphic correlation of neoproterozoic successions in south america. *Chemical Geology*, Elsevier, v. 237, n. 1, p. 143–167, 2007.

MISI, A.; KYLE, J. R. Upper proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, irecê basin, bahia, brazil. *Journal of Sedimentary Research*, Society for Sedimentary Geology, v. 64, n. 2, 1994.

MISI, A.; VEIZER, J. Neoproterozoic carbonate sequences of the una group, irecê basin, brazil: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 89, n. 1-2, p. 87–100, 1998.

MOJZSIS, S. J. *et al.* Evidence for life on earth before 3,800 million years ago. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 384, n. 6604, p. 55, 1996.

MONTES, A.; GRAVENOR, C.; MONTES, M. Glacial sedimentation in the late precambrian bebedouro formation, bahia, brazil. *Sedimentary Geology*, Elsevier, v. 44, n. 3-4, p. 349–358, 1985.

MONTES, A.; MONTES, M.; DARDENNE, M. A regio da serra de jacobina, um paleorelevo ativo durante a sedimentação dos grupos chapada diamantina e bambuí. *Simpósio sobre o Cráton do Sao Francisco, Anais, Salvador, Brazil*, p. 79–86, 1981.

MOONS, P.; MICHIELS, C. W.; AERTSEN, A. Bacterial interactions in biofilms. *Critical reviews in microbiology*, Taylor & Francis, v. 35, n. 3, p. 157–168, 2009.

MOORE, T. S. *et al.* Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 229, n. 1, p. 141–154, 2004.

MOREIRA, N. F. *et al.* Role of sulfide oxidation in dolomitization: sediment and pore–water geochemistry of a modern hypersaline lagoon system. *Geology*, Geological Society of America, v. 32, n. 8, p. 701–704, 2004.

MUSCENTE, A. *et al.* Manganese oxides resembling microbial fabrics and their implications for recognizing inorganically preserved microfossils. *Astrobiology*, Mary Ann Liebert, Inc. 140 Huguenot Street, 3rd Floor New Rochelle, NY 10801 USA, v. 18, n. 3, p. 249–258, 2018.

MUSCENTE, A.; HAWKINS, A. D.; XIAO, S. Fossil preservation through phosphatization and silicification in the ediacaran doushantuo formation (south china): a comparative synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 434, p. 46–62, 2015.

NEVES, B. B. de B.; PEDREIRA LIMA, d. C. A. J. *et al.* Diamictitos e “cap dolomite” sturtianos sobre o grupo jacobina-araras, norte de campo formoso-bahia. *Geologia USP. Série Científica*, v. 8, n. 2, p. 11–27, 2008.

NOFFKE, N.; AWRAMIK, S. Stromatolites and miss – differences between relatives. *Gsa Today*, v. 23, n. 9, p. 4–9, 2013.

NOFFKE, N. *et al.* Spatial and temporal distribution of microbially induced sedimentary structures: a case study from siliciclastic storm deposits of the 2.9 ga witwatersrand supergroup, south africa. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 146, n. 1, p. 35–44, 2006.

NOFFKE, N. *et al.* Microbially induced sedimentary structures: a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 71, n. 5, p. 649–656, 2001.

NUTMAN, A. P. *et al.* Rapid emergence of life shown by discovery of 3,700-million-year-old microbial structures. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 537, n. 7621, p. 535, 2016.

PACE, A. *et al.* Formation of stromatolite lamina at the interface of oxygenic–anoxygenic photosynthesis. *Geobiology*, Wiley Online Library, v. 16, n. 4, p. 378–398, 2018.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. Constraining the age of neoproterozoic glaciation in eastern brazil: first u-pb (shrimp) data of detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 58–61, 2000.

PENTECOST, A. *Travertine*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2005.

PERRY, R. S. *et al.* Defining biominerals and organominerals: direct and indirect indicators of life. *Sedimentary Geology*, Elsevier, v. 201, n. 1-2, p. 157–179, 2007.

PLANAVSKY, N. *et al.* Formation and diagenesis of modern marine calcified cyanobacteria. *Geobiology*, Wiley Online Library, v. 7, n. 5, p. 566–576, 2009.

REID, R. P. *et al.* The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 406, n. 6799, p. 989–992, 2000.

REITNER, J. *et al.* Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the lower crimean shelf (black sea). *Facies*, Springer, v. 51, n. 1-4, p. 66–79, 2005.

REITNER, J.; THIEL, V. *Encyclopedia of geobiology*. [S.l.]: Springer Amsterdam, 2011.

RIDING, R. Cyanophyte calcification and changes in ocean chemistry. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 299, n. 5886, p. 814, 1982.

- RIDING, R. The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia*, Wiley Online Library, v. 32, n. 4, p. 321–330, 1999.
- RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 47, p. 179–214, 2000.
- RIDING, R. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and proterozoic–Cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology*, v. 4, p. 299–316, 2006.
- RIDING, R. The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research. In: REITNER, J.; QUÉRIC, N.-V.; ARP, G. (Ed.). *Advances in Stromatolite Geobiology: Lecture notes in earth sciences*. [S.l.]: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. v. 131, p. 29–74.
- RIDING, R. *et al.* Bahamian giant stromatolites: microbial composition of surface mats. *Geological Magazine*, Cambridge Univ Press, v. 128, n. 03, p. 227–234, 1991.
- RITGER, S.; CARSON, B.; SUESS, E. Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore-water expulsion along the Oregon/Washington margin. *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, v. 98, n. 2, p. 147–156, 1987.
- RUIZ, J. M. G. *et al.* Morphology: an ambiguous indicator of biogenicity. *Astrobiology*, Mary Ann Liebert, Inc., v. 2, n. 3, p. 353–369, 2002.
- SAMPAIO, A. R. *et al.* Jacobina, folha sc. 24–yc. CPRM, 2001.
- SANCHES, A. L. *O fosforito proterozóico da região de Irecê (Bahia): caracterização cristalográfica e química*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, 1997.
- SANCHES, A. L. *Fosforitos neoproterozoicos dos grupos Vazante (MG) e Una (BA): origem, idades e correlações*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal da Bahia, 2012.
- SÁNCHEZ-ROMÁN, M.; MCKENZIE, J. A.; WAGENER, A. d. L. R. Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 285, p. 131–139, 2009.
- SCHERMERHORN, L. Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial? *American Journal of Science*, v. 274, n. 7, p. 673–824, 1974.
- SCHOPF, J. W. Microfossils of the early Archean apex chert: new evidence of the antiquity of life. *Science*, v. 260, n. 5108, p. 640–646, 1993.
- SCHOPF, J. W. Disparate rates, differing fates: tempo and mode of evolution changed from the Precambrian to the Phanerozoic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 91, n. 15, p. 6735–6742, 1994.
- SCHOPF, J. W. The first billion years: When did life emerge? *Elements*, GeoScienceWorld, v. 2, n. 4, p. 229–233, 2006.
- SCHOPF, J. W.; KUDRYAVTSEV, A. B. Biogenicity of apex chert microstructures. *Nature Geoscience*, Nature Research, v. 4, n. 6, p. 346–347, 2011.

SCHOPF, J. W. *et al.* Laser–raman imagery of earth’s earliest fossils. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 416, n. 6876, p. 73–76, 2002.

SCHOPF, J. W.; PACKER, B. M. Early archean (3.3-billion to 3.5-billion-year-old) microfossils from warrawoona group, australia. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 237, p. 70–74, 1987.

SEMIKHATOV, M. *et al.* Stromatolite morphogenesis–progress and problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 992–1015, 1979.

SHAPIRO, R.; FRICKE, H. Tepee buttes: Fossilized methane–seep ecosystems. *Field Guides*, Geological Society of America, v. 3, p. 94–101, 2002.

SHAPIRO, R. S. A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaios*, BioOne, v. 15, n. 2, p. 166–169, 2000.

SHEPPARD, S. M.; SCHWARCZ, H. P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer, v. 26, n. 3, p. 161–198, 1970.

SIAL, A. N. *et al.* Correlations of some neoproterozoic carbonate–dominated successions in south america based on high-resolution chemostratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*, SciELO Brasil, v. 46, n. 3, p. 439–488, 2016.

SIVAN, O.; SCHRAG, D.; MURRAY, R. Rates of methanogenesis and methanotrophy in deep-sea sediments. *Geobiology*, v. 5, p. 141–151, 2007.

SOCHAVA, A.; PODKOVYROV, V. The compositional evolution of meso-and neoproterozoic carbonate rocks. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 73, n. 1-4, p. 283–289, 1995.

SOUTHAM, G.; DONALD, R. A structural comparison of bacterial microfossils vs. ‘nanobacteria’ and nanofossils. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 48, n. 4, p. 251–264, 1999.

SOUTHGATE, P. N. Relationships between cyclicity and stromatolite form in the late proterozoic bitter springs formation, australia. *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 36, n. 2, p. 323–339, 1989.

SOUZA, S. L. de; BRITO, P. C. R.; SILVA, R. W. S. *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia*. [S.l.]: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), 1993.

SPADAFORA, A. *et al.* Microbial biomineralization processes forming modern ca: Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 57, n. 1, p. 27–40, 2010.

SRIVASTAVA, N. K.; ROCHA, A. J. D. Fazenda arrecife, ba - estromatólitos neoproterozoicos. In: SCHOBENHAUS, C. *et al.* (Ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. [S.l.]: DNPM/CPRM-Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. v. 1, p. 95–100.

STOLZ, J. F. *et al.* Tem analysis of microbial mediated sedimentation and lithification in modern marine stromatolites. *American Mineralogist*, v. 86, n. 7-8, p. 826–833, 2001.

- SUESS, E. *et al.* Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the cascadia convergent margin. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 170, n. 1-2, p. 1–15, 1999.
- SWETT, K.; KNOLL, A. H. Stromatolitic bioherms and microphytolites from the late proterozoic draken conglomerate formation, spitsbergen. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 28, n. 3-4, p. 327–347, 1985.
- TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. Paleomagnetic record of africa and south america for the 1200–500 ma interval, and evaluation of rodinia and gondwana assemblies. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 147, n. 3-4, p. 193–222, 2006.
- TORQUATO, J. R.; MISI, A. Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do grupo bambuí, na região centro-norte do estado da bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 1, p. 14–24, 1977.
- TORRES, M. E. *et al.* Formation of modern and paleozoic stratiform barite at cold methane seeps on continental margins. *Geology*, Geological Society of America, v. 31, n. 10, p. 897–900, 2003.
- TOULKERIDIS, T. *et al.* Are varangian or sturtian the glacial deposits on the são francisco craton? evidence from determination of sedimentary rocks and minerals of the neoproterozoico una group. In: *South Amer. Symp. Isotope Geol.* [S.l.: s.n.], 1999. v. 2, p. 453–456.
- TRIBOVILLARD, N. *et al.* Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, Elsevier, v. 232, n. 1-2, p. 12–32, 2006.
- TRIBOVILLARD, N.-P. *et al.* Geochemical study of organic-matter rich cycles from the kimmeridge clay formation of yorkshire (uk): productivity versus anoxia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 108, n. 1-2, p. 165–181, 1994.
- TRYON, M.; BROWN, K.; TORRES, M. Fluid and chemical flux in and out of sediments hosting methane hydrate deposits on hydrate ridge, or, ii: Hydrological processes. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 201, n. 3-4, p. 541–557, 2002.
- TYLER, S. A.; BARGHOORN, E. S. Occurrence of structurally preserved plants in pre-cambrian rocks of the canadian shield. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 119, n. 3096, p. 606–608, 1954.
- VASCONCELOS, C. *et al.* Lithifying microbial mats in lagoa vermelha, brazil: Modern precambrian relics? *Sedimentary Geology*, v. 185, n. 3–4, p. 175 – 183, 2006.
- VISSCHER, P. T. *et al.* Microeletrode measurements in stromatolites: Unraveling the earth's past? *Environmental Electrochemistry: Analyses of Trace Element Biogeochemistry*, Acs Symposium Series-America, n. 811, p. 265, 2002.
- VISSCHER, P. T.; PRINS, R. A.; GEMERDEN, H. van. Rates of sulfate reduction and thiosulfate consumption in a marine microbial mat. *FEMS Microbiology Letters*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 86, n. 4, p. 283–293, 1992.
- VISSCHER, P. T. *et al.* Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (bahamas): the role of sulfur cycling. *American Mineralogist*, v. 83, n. 11, p. 1482–1493, 1998.

- VISSCHER, P. T.; STOLZ, J. F. Microbial mats as bioreactors: populations, processes, and products. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 219, p. 87–100, 2005.
- WACEY, D. *et al.* Microfossils of sulphur-metabolizing cells in 3.4-billion-year-old rocks of western australia. *Nature Geoscience*, Nature Publishing Group, v. 4, n. 10, p. 698–702, 2011.
- WALTER, M.; BUICK, R.; DUNLOP, J. Stromatolites 3,400–3,500 myr old from the north pole area, western australia. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 284, n. 5755, p. 443–445, 1980.
- WALTER, M.; HEYS, G. Links between the rise of the metazoa and the decline of stromatolites. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 29, n. 1-3, p. 149–174, 1985.
- WALTER, M. R. Introduction. In: *Developments in Sedimentology*. [S.l.]: Elsevier, 1976. v. 20, p. 1–3.
- WARREN, L. V. *et al.* The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil cloudina reveals an old proto-gondwana seaway. *Geology*, Geological Society of America, v. 42, n. 5, p. 391–394, 2014.
- WARTHMANN, R. *et al.* *Desulfovibrio brasiliensis* sp. nov., a moderate halophilic sulfate-reducing bacterium from lagoa vermelha (brazil) mediating dolomite formation. *Extremophiles*, Springer, v. 9, n. 3, p. 255–261, 2005.
- WESTALL, F. Early life on earth: The ancient fossil record. In: *Astrobiology: Future Perspectives*. [S.l.]: Springer, 2004. p. 287–316.
- WIDDEL, F. *et al.* Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 362, n. 6423, p. 834, 1993.
- WINSBOROUGH, B. M.; GOLUBIĆ, S. The role of diatoms in stromatolite growth: two examples from modern freshwater settings. *Journal of Phycology*, Wiley Online Library, v. 23, n. 2, p. 195–201, 1987.
- WOESE, C. R.; KANDLER, O.; WHEELIS, M. L. Towards a natural system of organisms: proposal for the domains archaea, bacteria, and eucarya. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 87, n. 12, p. 4576–4579, 1990.
- WOLFSTEIN, K.; STAL, L. J. Production of extracellular polymeric substances (eps) by benthic diatoms: effect of irradiance and temperature. *Marine Ecology Progress Series*, v. 236, p. 13–22, 2002.
- WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some south atlantic early cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 418, n. 1, p. 209–219, 2015.
- ZAVARZIN, G. Microbial geochemical calcium cycle. *Microbiology*, Springer, v. 71, n. 1, p. 5–17, 2002.
- ZEYEN, N. *et al.* Formation of low-t hydrated silicates in modern microbialites from mexico and implications for microbial fossilization. *Frontiers in Earth Science*, Frontiers, v. 3, p. 64, 2015.

ZEYEN, N. *et al.* Geochemical conditions allowing the formation of modern lacustrine microbialites. *Procedia Earth and Planetary Science*, Elsevier, v. 17, p. 380–383, 2017.

ZHOU, X. *et al.* Diagenetic barite deposits in the yurtus formation in tarim basin, nw china: Implications for barium and sulfur cycling in the earliest cambrian. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 263, p. 79–87, 2015.

ZUILEN, M. A. van *et al.* Graphite and carbonates in the 3.8 ga old isua supracrustal belt, southern west greenland. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 126, n. 3, p. 331–348, 2003.

APÊNDICE A – Teste de normalidade

A.1 Teste de normalidade dos dados adquiridos para os poços 1-MC-1-BA e 2-MC-2-BA

As análises estatísticas dos dados geoquímicos foram feitas com o auxílio do software livre PAST 3.20 (*PAleontological STatistical*). Foram feitos testes a fim de se saber se as amostras coletadas nos dois poços (1-MC-1-BA e 1-MC-2-BA) se distribuem próximo à normal para as variáveis: Ce (cério), La (lantânio), Mo (molibdênio), Ba (bário), Cu (cobre), Ni (níquel), Sr (estrôncio), V (vanádio), Zn (zinco), $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, COT, RI (resíduo inorgânico), Y (ítrio), Cr (cromo) e S (enxofre). O critério adotado para a classificação do ajuste à normal foi o valor do coeficiente de correlação a uma distribuição normal ideal R_n :

$R_n > 0,9$ - ajuste forte à distribuição normal

$R_n > 0,8$ e $< 0,9$ - ajuste fraco à distribuição normal

$R_n < 0,8$ - sem ajuste à distribuição normal

Salienta-se que a eliminação de algumas observações anômalas altera o quadro de distribuição, o que pode ser interessante em análises por subconjuntos das amostragens.

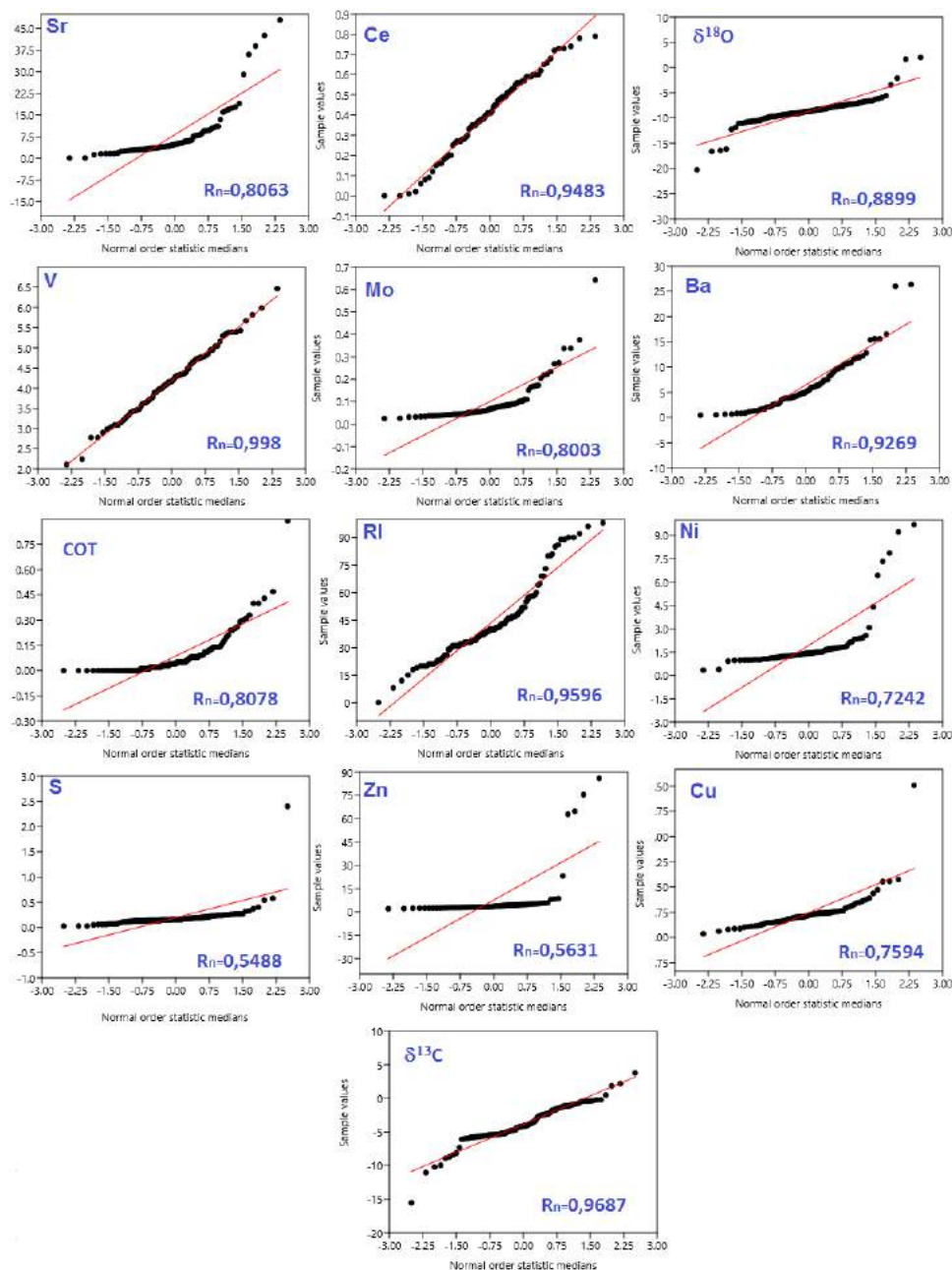
A.1.1 Poço 1-MC-1-BA

As figuras exibem os gráficos de ajuste das curvas das observações à normal para cada variável do poço 1-MC-1-BA. De acordo com os testes de normalidade, as variáveis RI (resíduo inorgânico), $\delta^{13}\text{C}$, Ba, Ce e V estão ajustadas conforme distribuição normal. O COT, o $\delta^{18}\text{O}$, Mo e o Sr têm um fraco ajuste à normalidade, enquanto as demais variáveis não se ajustam à distribuição normal. Os índices calculados podem ser vistos em cada gráfico na Figura 109.

A.1.2 Poço 1-MC-2-BA

As figuras exibem os gráficos de ajuste das curvas das observações à normal para cada variável do poço 1-MC-2-BA. De acordo com os testes de normalidade, as variáveis Ce, Sr, Ni, V, Cu, Mo, RI (resíduo inorgânico), $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ se ajustam bem à distribuição normal. Apenas o La apresenta um fraco ajuste à normalidade, e Ba, S, Zn e COT não se ajustam ao padrão de distribuição normal. Os índices calculados podem ser vistos em cada gráfico na Figura 110.

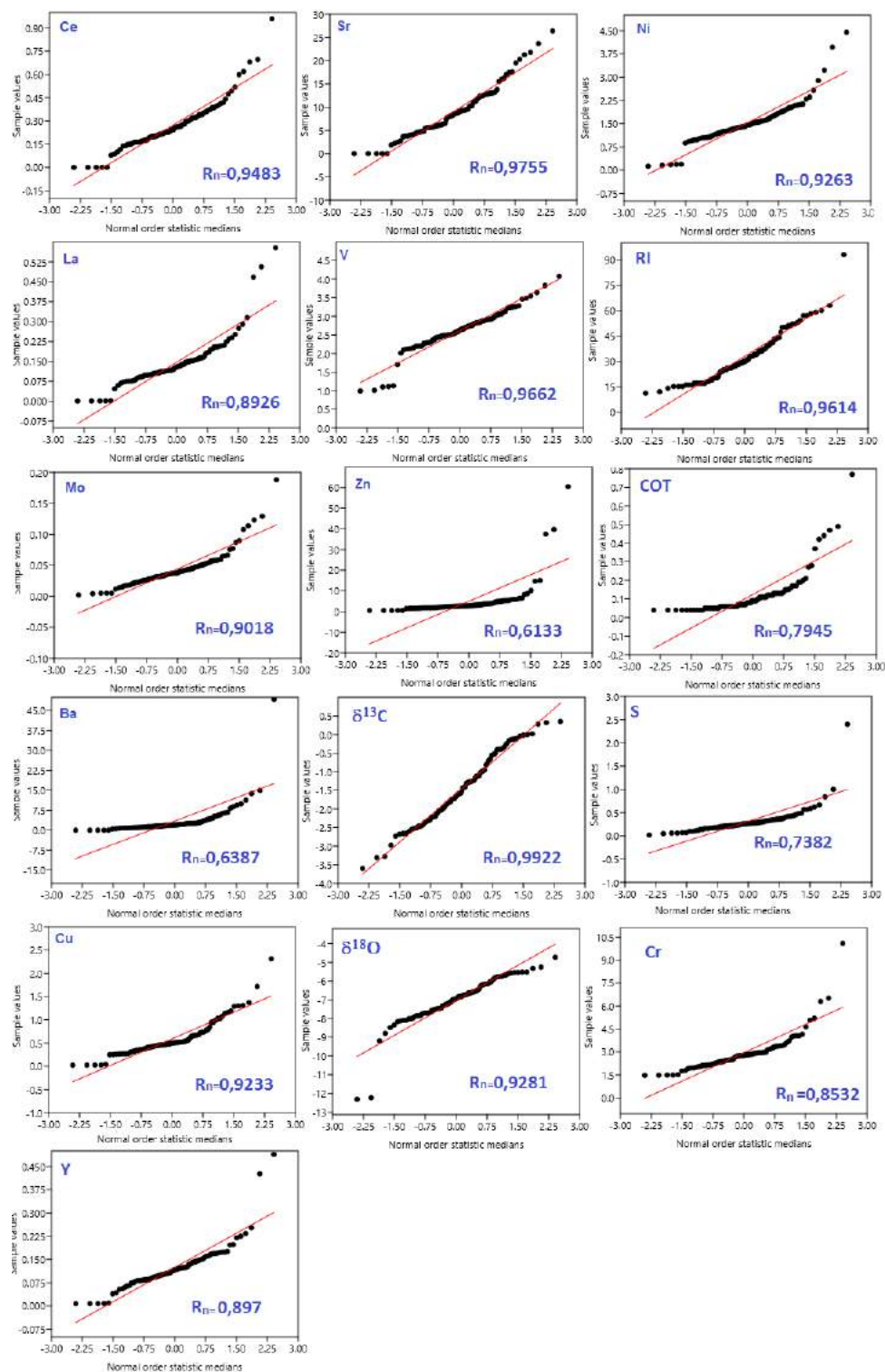
Figura 109 - Teste de normalidade do poço 1-MC-1-BA



Legenda: Gráficos do teste de normalidade das variáveis analisadas no poço 1-MC-1-BA. As variáveis RI (resíduo insolúvel), $\delta^{13}\text{C}$, Ba, V e Ce se ajustam conforme a distribuição normal, enquanto COT, $\delta^{18}\text{O}$, Sr e Mo possuem um fraco ajuste. As demais variáveis não apresentam ajuste à normalidade. Os índices de ajuste calculados encontram-se à direita, embaixo, em cada gráfico. R_n = coeficiente de correlação à normal.

Fonte: A autora, 2018

Figura 110 - teste de normalidade do poço 1-MC-2-BA



Legenda: Teste de normalidade. Os elementos Ce, Mo, Cu, Ni, Sr, V, bem como o RI (resíduo inorgânico), $\delta^{13}C$ e o $\delta^{18}O$ apresentam um forte ajuste à normal, enquanto o La, Y e Cr mostram um fraco ajuste. As observações de Ba, S, Zn e COT não estão adequadas à distribuição normal. R_n = coeficiente de correlação à normal.

Fonte: A autora, 2018

APÊNDICE B – Correlação de Pearson

B.1 Correlação de Pearson dos dados adquiridos para os poços 1-MC-1-BA e 1-MC-2-BA

Foram feitas análises estatísticas de correlação de Pearson (ou coeficiente de correlação linear) entre todas as variáveis para ambos os poços a fim de se verificar o grau de relação linear entre os parâmetros de cada amostra. São apresentados os valores das correlações nas tabelas 111 e 112.

Figura 111 - Matriz de correlação de Pearson - poço 1-MC-1-BA

	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Ce	La	Mo	Rl	COT	S	Ba	Cu	Ni	Sr	V	Zn
$\delta^{13}C$	1													
$\delta^{18}O$	0.84083	1												
Ce	-0.19191	-0.13681	1											
La	-0.13847	-0.12201	0.96104	1										
Mo	0.14424	-0.002108	-0.1712	-0.23303	1									
Rl	-0.40148	-0.33066	0.26536	0.1335	0.19951	1								
COT	-0.080321	0.0007655	0.039897	0.042688	-0.20814	0.16272	1							
S	0.065838	0.062779	-0.056012	-0.068647	0.0081271	0.14101	-0.020643	1						
Ba	-0.39961	-0.20704	0.40172	0.37669	-0.033756	0.18026	0.30326	-0.19949	1					
Cu	-0.3493	-0.22988	0.28448	0.13855	0.19492	0.28318	-0.13909	-0.070627	0.12528	1				
Ni	-0.38227	-0.22582	0.07544	-0.093835	0.61428	0.54997	-0.11086	-0.15595	0.19072	0.53797	1			
Sr	0.41291	0.1674	-0.14308	-0.13441	0.31562	-0.33664	-0.26614	0.099591	-0.050561	-0.10005	-0.13197	1		
V	-0.33293	-0.18185	0.73253	0.76385	-0.18651	0.23011	0.28985	-0.18148	0.36344	0.12773	0.010417	-0.15698	1	
Zn	0.057723	0.0003941	0.096709	0.055112	-0.063491	-0.083598	-0.063368	0.043903	0.22191	-0.009391	-0.069296	0.022062	-0.14675	1

Legenda: Tabela exibindo os valores das correlações lineares entre as variáveis.
 Fonte: A autora, 2018.

