

Aspectos Diagenéticos dos Carbonatos da Formação Itaituba, norte da Bacia do Amazonas

Diagenetic Aspects in Carbonates of Itaituba Formation, northern Amazon basin

Elane Sampaio de Sousa¹ , Roberto Cesar de Mendonça Barbosa¹ 
& Isaac Daniel Rudnitzki² 

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, Amazonas, Brasil

²Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil

E-mails: elanesampaio8@hotmail.com; rcarbosa@ufam.edu.br; isaac.rudnitzki@ufop.edu.br

Resumo

A Formação Itaituba da Bacia do Amazonas é considerada o principal intervalo selante do sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre e grande parte dos dados microfaciológicos são oriundos de exposições na borda sul da bacia. Entretanto, a identificação de intervalos porosos desta unidade na borda norte tem fomentado avaliações para desvendar como os processos diagenéticos influenciaram na preservação do sistema poroso e o real papel da Formação Itaituba no sistema petrolífero. Nesse sentido, 80 seções delgadas confeccionadas a partir de amostras coletadas na borda norte da bacia, região de Urucará (AM), foram alvo de avaliação petrográfica que indicam que os principais processos diagenéticos são representados pela micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química, atuando principalmente no contexto diagenético raso (meteórico e marinho). Os principais processos diagenéticos responsáveis pela geração de porosidade estão associados à dissolução seletiva meteórica que podem ampliar o volume poroso em até 20% quando associados a *grainstones*, o que abre perspectiva sobre heterogeneidade da unidade e um comportamento duplo como selante e reservatório.

Palavras-chave: Bacia do Amazonas; Formação Itaituba; Processos diagenéticos

Abstract

The Itaituba Formation (Amazon Basin) is considered the main seal interval of the Barreirinha-Monte Alegre petroleum system, and a large part of the microfaciological data is originated from exposures on the southern edge of the basin. However, the identification of porous intervals of this unit at the northern border has promoted evaluations to discover how the diagenetic processes influenced the preservation of the porous system and the real role of the Itaituba Formation in the petroleum system. In this sense, 80 thin sections prepared from rock samples collected at the northern edge of the basin, Urucará region (AM), were subjected of petrographic evaluation, indicating that the main diagenetic processes are represented by micritization, cementation, neomorphism, dolomitization, physical compaction, silicification, pyritization, dissolution, de-dolomitization and chemical compaction, most of them performed mainly in the shallow diagenetic context (meteoric and marine). The main diagenetic processes responsible for the generation of porosity are associated with meteoric selective dissolution that can increase the porous volume up to 20% when associated to *grainstones*, which opens a perspective about heterogeneity of the unit and a double behavior as sealant and reservoir.

Keywords: Amazon Basin; Itaituba Formation; Diagenetic process

1 Introdução

Nas últimas décadas, a identificação de rochas reservatórios de hidrocarbonetos associadas a carbonatos da margem continental brasileira tem fomentado estudos petrográficos para entender como a diagênese influenciou na evolução e qualidade do sistema poroso (Chang *et al.*, 2008; Riccomini *et al.*, 2012; Favoreto *et al.*, 2016). Apesar disso, tais características não são aplicadas a sistemas petrolíferos na Bacia do Amazonas, como por exemplo no sistema Barreirinha-Monte Alegre, uma vez que rochas carbonáticas encontradas nesse contexto frequentemente estão associadas com intervalos selantes (Milani & Zálán, 1999; Gonzaga *et al.*, 2000). No entanto, a identificação de intervalos porosos nos carbonatos Itaituba tem levantado a questão sobre o papel dessa unidade como portador de intervalos reservatório secundários no sistema petrolífero.

A Formação Itaituba (Grupo Tapajós) é representada por rochas carbonáticas intercaladas com folhelhos e evaporitos, com sedimentação atribuída a um ambiente lagunar a marinho raso (Matsuda, 2002; Cunha *et al.*, 2007; Neves & Barbosa, 2019). Grande parte dos trabalhos citados acima apresentam considerações essencialmente microfaciológicas, enquanto que análises que constatarem como os processos diagenéticos influenciaram nas características permoporosas da Formação Itaituba ainda são pontuais. Com base nisso, este estudo documenta os principais aspectos diagenéticos de carbonatos da Formação Itaituba na região de Urucará (AM), por meio de técnicas de petrografia clássica, identificando as principais texturas, os prováveis ambientes diagenéticos e suas implicações

para a qualidade do reservatório, constatando o papel dessa unidade no principal sistema petrolífero da Bacia do Amazonas.

2 Contexto Regional e Área de Estudo

Na região de Urucará, nordeste do estado do Amazonas, ocorrem espessas sucessões de rochas carbonáticas com um rico e diversificado conteúdo fossilífero relacionadas a Formação Itaituba (Grupo Tapajós), Permo-Carbonífero da Bacia do Amazonas (Milani & Zálán, 1999; Scmazzon & Lemos, 2005; Cunha *et al.*, 2007). De acordo com Cunha *et al.* (2007), o Grupo Tapajós compõe a sequência Pensilvaniano-Permiana (Megassequência Paleozoica) e representa o último ciclo transgressivo-regressivo no Paleozoico da bacia.

A Formação Itaituba também possui importância na indústria petrolífera, sendo considerada intervalo selo do sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre (Gonzaga *et al.*, 2000). O sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre apresenta como principal intervalo gerador folhelhos radioativos neodevonianos da Formação Barreirinha, com teores de carbono orgânico total (COT) entre 3-8% e predomínio de querogênio tipo II, rochas reservatórios associadas principalmente a arenitos eólicos da Formação Monte Alegre, com valores de porosidade entre 20-25% e permeabilidade entre 50 e 380MD (Milani & Zálán, 1999; Ferreira *et al.*, 2015). Os carbonatos aqui estudados foram coletados em uma frente de lavra sob responsabilidade da empresa Cimento Nassau (1°42'16"S, 58°30'42"W), no município de Urucará (AM), com acesso pelo rio Jatapú (Figura 1).

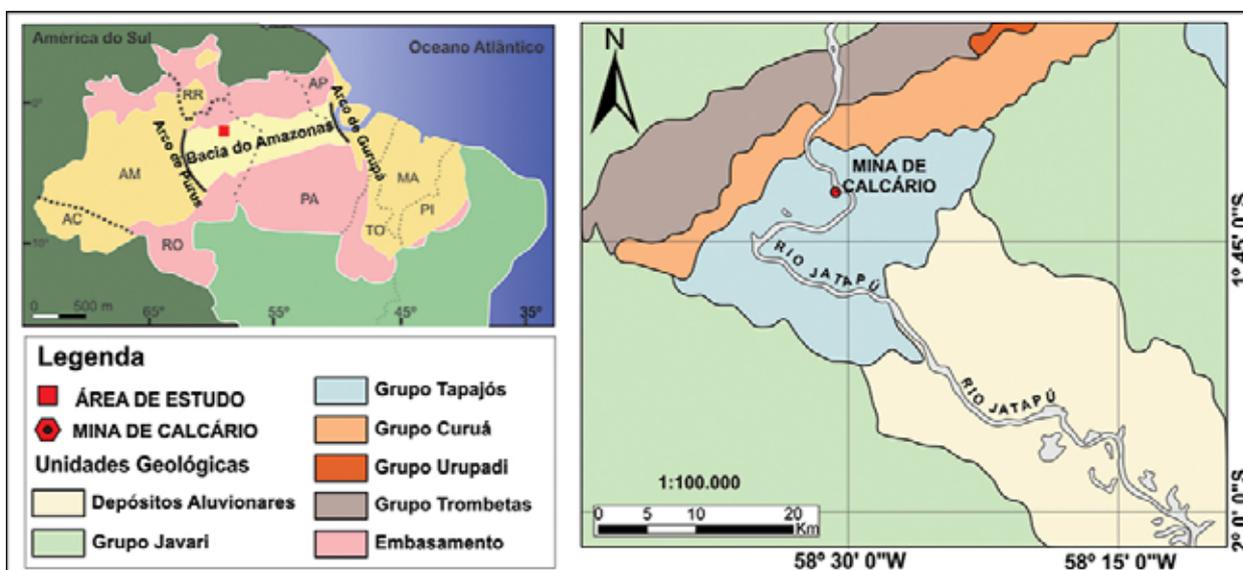


Figura 1 Mapa geológico e de localização da mina de calcário (Grupo Tapajós) na região de Urucará, borda norte da Bacia do Amazonas (Reis *et al.*, 2006).

3 Materiais e Métodos

Para esse estudo foram analisadas 80 seções delgadas (35 *mudstones*, 9 *wackestones*, 16 *packstones* e 20 *grainstones*) impregnadas com epóxi azul, tingidas com ferrocianeto de potássio e vermelho de alizarina (Adams *et al.*, 1984), compondo uma seção estratigráfica com 30,75 m de espessura (Figura 2). As seções foram submetidas a

descrição, identificação e quantificação dos constituintes com a utilização de microscópio petrográfico (Olympus BX – 51), com a contagem de no mínimo 300 pontos, que foram empregados na classificação litológica (Dunham, 1962). De modo complementar, foram utilizadas as classificações de Folk (1962), Scholle & Ulmer-Scholle (2003), Sibley & Gregg (1987) e Choquette & Pray (1970), respectivamente

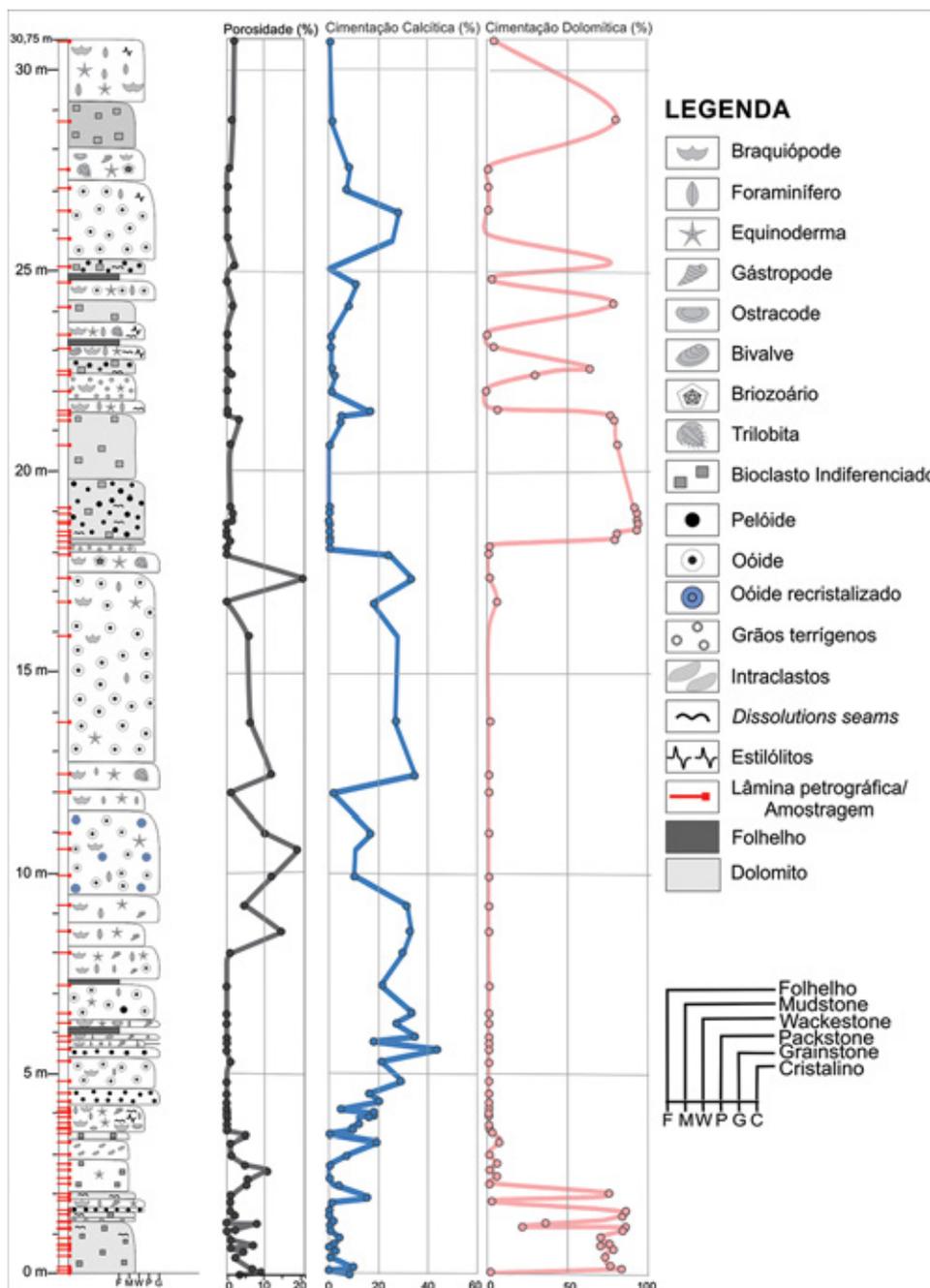


Figura 2 Perfil sedimentológico da Formação Itaituba na mina estudada com a classificação das rochas carbonáticas, posicionamento estratigráfico das amostras coletadas, além das curvas de volume percentual de porosidade, cimentação calcítica e dolomítica.

para classificação da escala dos precipitados autigênicos/recristalização, quartzo autigênico, texturas dolomíticas e porosidade. Microtexturas diagenéticas foram avaliadas através de imagens em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) (Welton, 1984). As imagens foram obtidas no microscópio eletrônico de varredura modelo QUANTA 250, da marca FEI Company, instalado no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas.

4 Processos Diagenéticos

Os processos diagenéticos identificados nos carbonatos Itaituba são representados pela micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química.

Micritização: A micritização ocorre associada a fragmentos bioclásticos de braquiópodes (Figura 3A), foraminíferos, crinoides e gastrópodes, caracterizada pelo desenvolvimento de envelopes micríticos nas paredes externas dos bioclastos. Já em ooides resultou na obliteração parcial a quase total da microtextura. Este processo ocorre predominantemente em *packstones* e em alguns *grainstones*.

Cimentação: Como cimentos de recobrimento foram constatados principalmente as texturas *equant* e franja microcristalina (Figuras 3B e C) e de forma secundária do tipo *bladed*. Cimentos calcíticos com textura *equant* recobrem parcialmente a totalmente grãos de foraminíferos, ooides e peloides. São representados por cristais semi-prismáticos pouco alongados que configuram um aspecto denticulado com comprimento de cerca de 0,05 mm. O cimento em franja microcristalina ocorre como cristais desordenados em cobertura contínua em ooides, peloides, foraminíferos, braquiópodes e crinoides. Já a textura *bladed*, apesar de restrita, ocorre como crescimento intrapartícula em conchas de ostracodes em fibras alongadas de pequena espessura e comprimento de cerca de 0,01 mm. As texturas de cimento de recobrimento ocorrem principalmente em *packstones* e *grainstones* que compõem a primeira fase de cimentação.

Os cimentos de preenchimento possuem textura espática blocosa (Figuras 3B e D), mosaico, sobrecrecimento sintaxial e poiquilótópico. A textura espática blocosa apresenta composição calcítica a calcítica ferrosa que podem ocorrer tanto na forma interpartícula quanto intrapartícula em fragmentos de bioclastos de foraminíferos, braquiópodes, ostracodes e dentre outros. Este cimento é caracterizado por cristais subhedrais a anhedrais, por vezes equidimensionais, sem orientação preferencial.

O cimento em mosaico ocorre interpartícula, intrapartícula em fragmentos de bioclastos de gastrópodes e preenchendo fraturas comum nos *packstones* e *grainstones*.

O cimento calcítico em mosaico apresenta cristais subhedrais a anhedrais finos a grossos onde predominam contatos intercrystalinos retos. O sobrecrecimento sintaxial é frequente quando associado a fragmentos bioclásticos de equinodermas em continuidade óptica e com um aspecto sub-translúcido, comum em *grainstones*. Por sua vez, o cimento poiquilótópico ocorre restrito a litotipos do tipo *grainstones* e caracterizado por cristais de calcita semi-limpidos, em alguns casos com clivagem incipiente, que englobam constituintes do arcabouço.

Neomorfismo: A calcita microespática ocorre de forma interpartícula variando de cristais muito finos a médios, com coloração marrom acinzentada, onde podem ser observados os contornos dos limites dos cristais translúcidos quando comparados ao micrito (Figura 3E). Adicionalmente, algumas porções da calcita microespática aparentam substituir estruturas reliquias (fantasmas). Este processo é muito comum em *mudstones*.

Dolomitização: O cimento dolomítico ocorre como cristais interpartícula médios em formas planar-s e planar-e. Por vezes, alguns cristais parecem obliterar e substituir bioclastos indiferenciados, além disso também é encontrado intracristalino em cristais de calcita ou até com resquícios intrapartícula de material de composição calcítica. Já a dolomita microespática, ocorre em textura não planar, em cristais muito finos a finos, com mediana translucidez e ocorrem associados a *mudstones* (Figuras 3F, G e H).

Compactação Física: A compactação física é evidenciada principalmente em carbonatos classificados como *grainstones* por feições como contatos pontuais em ooides, bem como grãos carbonáticos fraturados e deslocados (Figura 3I).

Silicificação: Constatada por texturas microquartzo, megaquartzo e calcedônia (Figuras 3J, K, L e M). Enquanto que a textura microquartzo ocorre interpartícula em litotipos finos como *mudstones*, a textura megaquartzo ocorre como cristais subhedrais a euhedrais interpartículas disseminados, em mosaico com finas acículas resquiciais de anidrita, além de intrapartícula em ooides e intraclastos. A sílica em hábito calcedônia foi encontrada intrapartícula em fragmentos de equinodermas, em restritos braquiópodes e grãos oolíticos comuns em *packstones* e *grainstones*.

Piritização: Os cristais de pirita ocorrem com textura subhedral, euhedral e framboidal (Figuras 3N e O). Os cristais subhedrais apresentam textura fina a média, enquanto que as formas euhedrais (cúbica) ocorrem em textura média. Os framboídes possuem formas circulares, por vezes, como agregados de cristais muito finos a finos com maior nível de cristalinidade e incipiente desenvolvimento de formas cúbicas. Os cristais de pirita são encontrados interpartículas em litotipos finos (*mudstones*) e intrapartículas em bioclastos de crinoides, braquiópodes e ooides (*packstones* e *grainstones*).

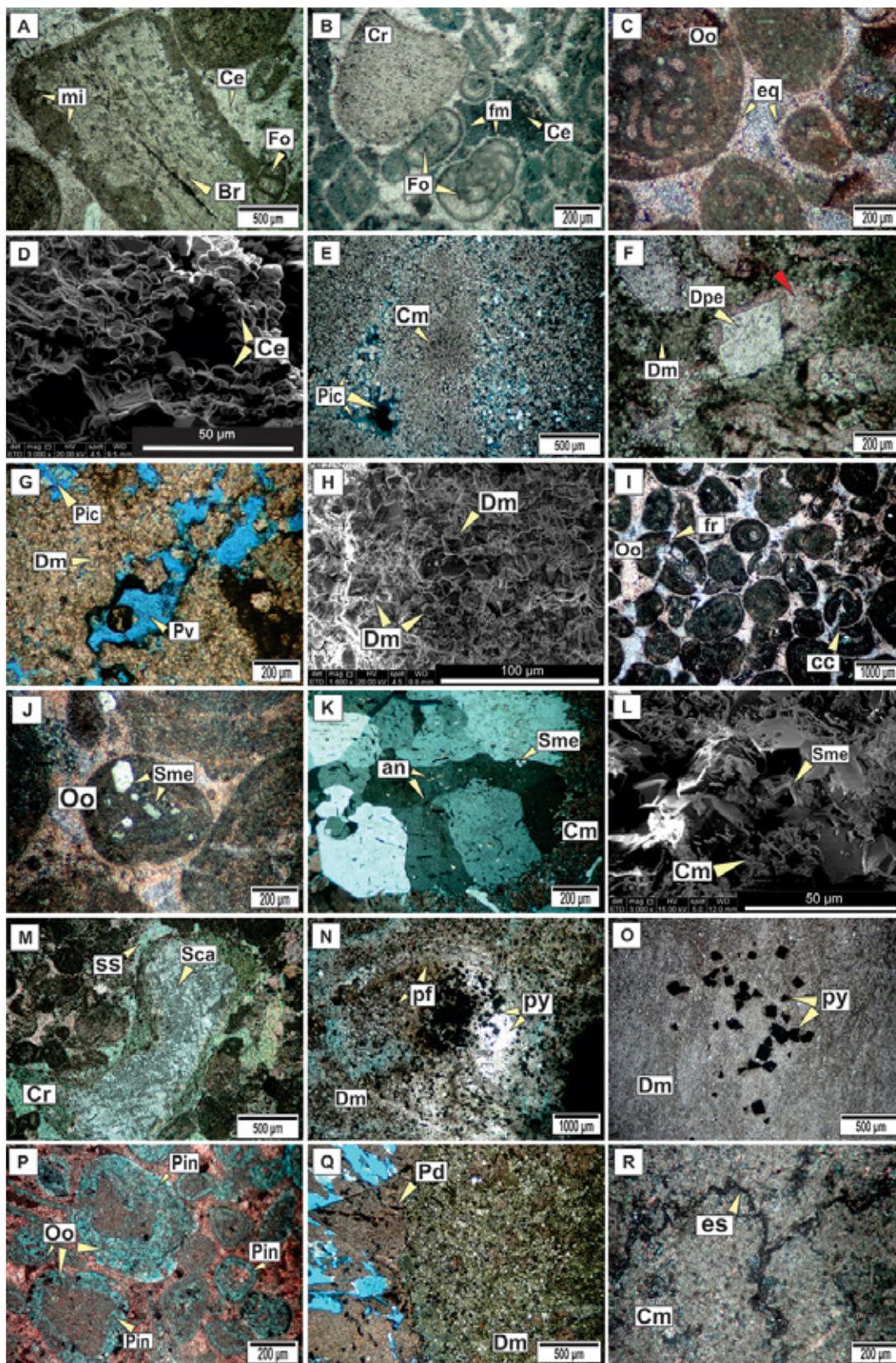


Figura 3 Aspectos diagenéticos da Formação Itaituba. A. Micritização na borda do fragmento de braquiópodes (*grainstone*). B. Destaque para cimentação de recobrimento calcítica em textura em franja microcristalina (*grainstone*). C. Cimentação de recobrimento em textura **Cont.**

Figura 3 Cont.

equant em ooides (*grainstone*). D. Aspecto microtextural (MEV) da calcita espática interpartícula em *grainstone*. E. Neomorfismo da matriz (calcita microespática) e ampliação da porosidade intercrystalina (*mudstone*). F. Detalhe do cristal de dolomita planar-e com resquício de material calcítico (seta em vermelho) imersos em dolomita microespática não-planar (*mudstone*). G. Dolomitização da matriz com cristais microespáticos não-planar associado a porosidade *vug* (*mudstone*). H. Imagem de MEV de cristais romboédricos de dolomita microespática (*mudstone*). I. Compactação física evidenciada por fraturas em ooides e química com a ampliação de contatos côncavo-convexos (*grainstone*). J. Sílica em megaquartzo euhedrais substituindo ooides (*grainstone*). K. Sílica em textura megaquartzo em mosaico com resquícios de anidrita acicular envoltos por calcita microespática (*mudstone*). L. Imagem em MEV do cristal de sílica megaquartzo com aparente fratura conchoidal e recobrimento por calcita microespática (*mudstone*). M. Sílica em textura calcedônia substituindo parcialmente fragmento de crinoide, com destaque para sobrecrecimento sintaxial (*grainstone*). N. Piritização interpartícula e dolomita microcristalina em textura frambooidal. O. Piritização interpartícula e dolomita microcristalina em cristais cúbicos euhedrais a subeuhedrais (*mudstone*). P. Feições de dissolução intrapartícula em ooides gerando porosidade secundária (*grainstone*). Q. Desdolomitização interpartícula e matriz indicada por um cristal pseudomorfo de composição calcítica (*mudstone*). R. Detalhe para feição de compactação química representada por estilólitos (*wackestone*). (mi) micritização, (Cm) calcita microespática, (fm) franja microcristalina, (eq) cimento *equant*, (Dpe) dolomita planar-e, (Ce) calcita espática, (Dm) dolomita microespática, (Sme) sílica megaquartzo, (na) anidrita, (sca) sílica calcedônia, (ss) sobrecrecimento sintaxial, (pf) piritita frambooidal, (py) piritita, (Ps) pseudomorfo de dolomita, (fr) fratura; (cc) contato côncavo-convexo, (es) estilólito, (Pv) porosidade *vug*, (Pic) porosidade intercrystalina, (Pin) porosidade intrapartícula, (Oo) ooides, (Fo) foraminíferos, (Cr) crinoides, (Br) braquiópodes.

Dissolução: Observado por meio da variabilidade dos tipos porosos de origem secundária (Figura 3P). Nesse sentido, poros intrapartículas principalmente em ooides associados a *grainstones*, além do tipo móldico, *vugs* e em canal associado a litologias com textura mais fina ou recristalizados de composição dolomítica e calcítica, são os mais comuns.

Desdolomitização: Observado pela presença de cristais médios em mosaico com aparente hábito dolomítico, apesar de composicionalmente serem calcíticos, também reconhecidos como pseudomorfos de dolomita (Figura 3Q).

Compactação Química: Constatado por feições como contatos intergranulares côncavo-convexos associados a ooides, *dissolutions seams* e estilólitos. *Dissolutions seams* predominam em litotipos de textura mais fina, tanto calcíticos como em dolomíticos. Estes apresentam feições crenuladas a anastomosadas de pequena dimensão e comprimento, possuem coloração castanho avermelhada, provavelmente de material insolúvel. Já os estilólitos são representados por superfícies de dissolução em “zig-zag” alongadas, de alto a médio comprimento, que seccionam tanto grãos quanto elementos do espaço intersticial dos carbonatos (Figuras 3I e R).

5 Poros

Dentre os poros primários, são destacados os do tipo interpartícula com dimensão mesoporo pequeno, que apresentam volumes superiores a 3% quando associados a *grainstones*. Já em relação aos poros secundários (Figuras 3E, G e P) foram encontrados do tipo: intrapartícula, intercrystalino, intracrystalino, móldicos, canal e *vug*. Os poros intrapartículas ocorrem principalmente associados a bioclastos de crinoides, braquiópodes, foraminíferos e

indiferenciados, além de grãos como ooides e peloides. Ocorrem predominantemente nas escalas microporo (>5%) e de forma secundária no tamanho mesoporo (>6%) quando associados a *packstones* e *grainstones*.

A porosidade intercrystalina é observada em *mudstones* no tamanho microporo (valores totais entre 1 e 15%) e mesoporo pequeno (< 1%). O poro intracrystalino ocorre em cristais de composição calcítica e dolomítica, com dimensão microporo e em volumes inferiores a 1%. Já os poros móldicos, possuem tamanho entre microporo e mesoporo pequeno a grande, com volumes inferiores a 1% e são mais comuns em *mudstones* e *wackestones*. Os poros móldicos são registrados em formatos curvilíneos, tabulares e circulares de antecessores bioclásticos e grãos carbonáticos, no entanto também são encontrados formas de aparência cristalina.

Os poros em canal ocorrem nos tamanhos microporo (1%) e mesoporo pequeno (3%) associados principalmente no contexto intercrystalino em rochas com origem neomórfica, mas também podem ocorrer interpartículas associados a micrito e grãos carbonáticos. A porosidade *vug* apresenta formas irregulares, semicirculares a alongadas, com dimensão entre mesoporo pequeno a grande (<1%), normalmente associado a microfácies dolomíticas e intervalos neomorfizados.

6 Discussões

Nos carbonatos os principais processos diagenéticos responsáveis pela modificação da textura original podem ser englobados na fase diagenética rasa (ambiente marinho e meteórico) e na diagênese profunda (ambiente de soterramento) (Tucker & Dias-Brito, 2017). O material rochoso pode passar por mais de uma fase podendo até

ser um evento cíclico de sobreposição de ambientes diagenéticos (setas da Figura 4). Na diagênese rasa os principais processos são a micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução e desdolomitização, enquanto que na fase de diagênese profunda (soterramento) os principais processos são indicados pela cimentação, compactação física e química, e silicificação (Figura 4).

Durante a **fase diagenética inicial ou rasa** ocorre a precipitação de material carbonático próximo ao substrato

marinho ou em pouca profundidade, com por exemplo bioclastos e ooides, que podem ser submetidos ao desgaste microbial (micritização) devido à ação de cianobactérias endolíticas (Khan *et al.*, 2019). Ainda no contexto da fase diagenética inicial, ocorre a cimentação carbonática na forma de cobertura contínua de grãos característico da fase marinha, adicionalmente a evolução desse processo pode preencher total a parcialmente os espaços porosos com precipitados espático blocoso, em mosaico, drusa e até de sobrecrecimento sintaxial. No entanto, alguns desses

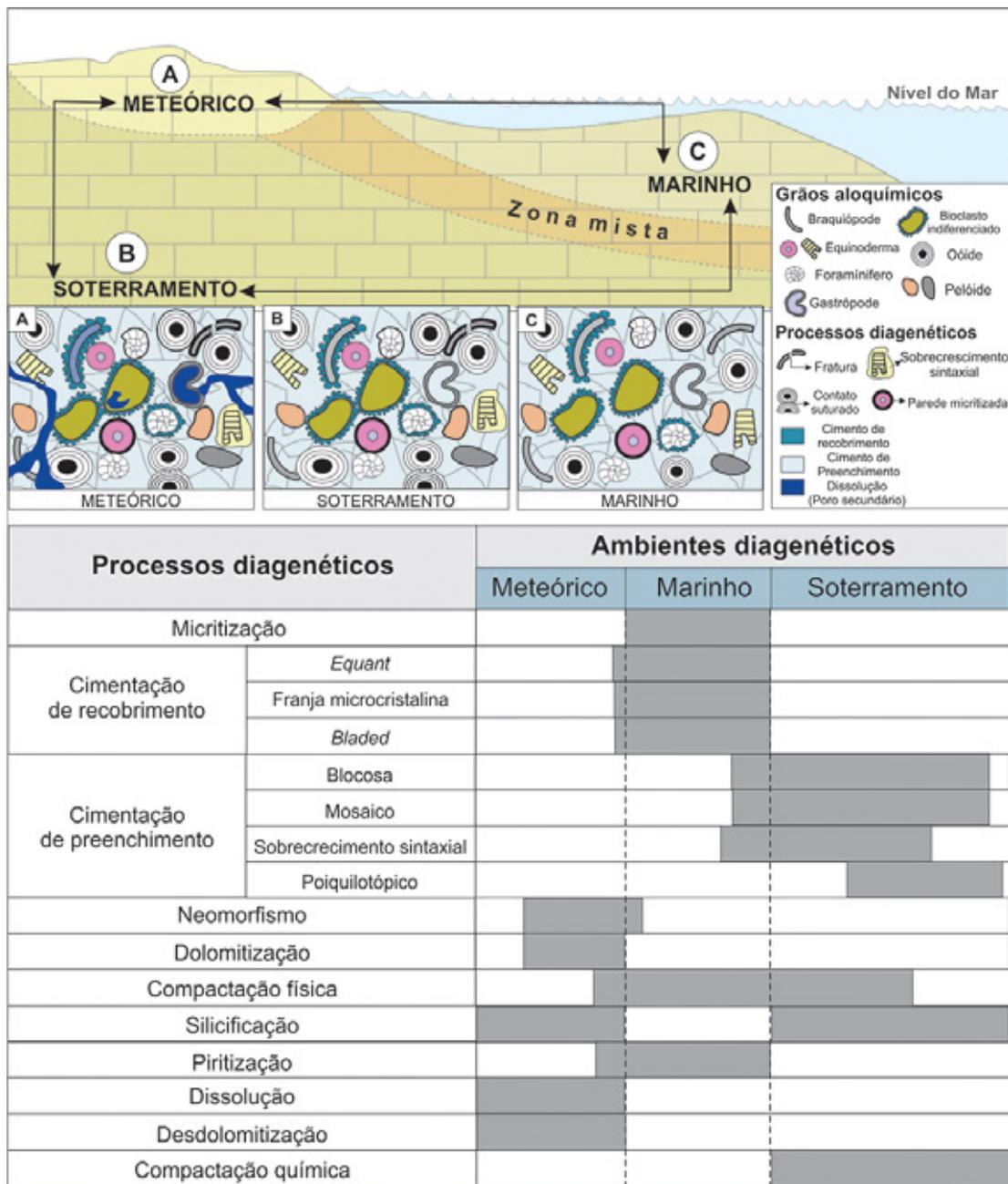


Figura 4 Distribuição dos processos/ambientes e evolução diagenética proposta para carbonatos da Formação Itaituba, borda norte da Bacia do Amazonas (Urucará-AM).

cimentos, como o espático blocoso, também podem ocorrer em ambiente meteórico freático (James & Choquette, 1983; James & Jones, 2015).

O neomorfismo ocorre especialmente associado a *mudstones*, fragmentos de crinoides, peloides e ooides ligado a fluidos meteóricos que geralmente são insaturados em carbonato de cálcio (Khan *et al.*, 2019). Nesse sentido, este processo dissolve e re-precipita um mineral polimorfo de calcita, atuando de forma predominante em matriz micrítica (Tucker, 1991).

De acordo com as características texturais identificadas, o processo de dolomitização foi atribuído aqui ao contexto de sedimentação rasa, provavelmente associada ao ambiente meteórico (Beigi *et al.*, 2017). Apesar de não ter sido possível afirmar com precisão o modelo de dolomitização pela falta de outros dados como química isotópica, de modo geral, o processo foi associado aos aspectos subambientais relacionados da unidade na tentativa de sugerir um caminho de dolomitização.

Pesquisas anteriores atribuem a deposição de algumas microfácies da Formação Itaituba a ambientes de supramaré ou domínio de *sabkha* (Matsuda, 2002; Neves & Barbosa, 2019). Em Tucker (1993), o surgimento de dolomitas é explicado em associação com o clima, nesse sentido em climas áridos está associada a modelos de supramaré/evaporação e de refluxo, por outro lado em climas úmidos está ligado a zona mista. De acordo com Warren (2000) e Xiong *et al.* (2018), o processo de dolomitização também é facilmente relacionado a contrastes hidrológicos, principalmente em relação à saturação da água em conteúdo de magnésio e também associados a águas hipersalinas, o que é mais comum em uma configuração evaporítica. Desta forma, podemos inferir que o mais favorável contexto de dolomitização tenha sido relacionado ao refluxo na presença de fluidos hipersalinos oriundos dos lagos de *sabkha* (Huang *et al.*, 2014). Nesse contexto evaporítico, texturas de megaquartzo em mosaico (nódulos), aparentemente substituindo minerais evaporíticos, é um processo comum associado à silicificação (Tucker & Dias-Brito, 2017).

Outro processo característico desta fase diagenética inicial é a piritização que pode ocorrer em condições de precipitação na interface água e sedimento (óxido-anóxido), gerando texturas framboidais e euhedrais (Wilkin *et al.*, 1996). Por outro lado, a precipitação de piritas também pode estar relacionada ao conteúdo de matéria orgânica e a redução bacteriana de sulfetos, desta forma são formadas por rápida nucleação com crescimento limitado ao substrato (Flügel, 2004). O constante aumento da carga sedimentar nas fases iniciais da diagênese é constatado por feições de compactação física na forma da ampliação dos contatos pontuais, fraturas e fraturamento de grãos (Beigi *et al.*, 2017).

O processo de dissolução é comum no ambiente diagenético meteórico, assim fluidos intersticiais insaturados em carbonato de cálcio promovem a rápida dissolução de grãos e matriz, ampliando a geração de porosidade secundária (Flügel, 2004; Moore & Wade, 2013). Ainda na fase superficial, o processo de desdolomitização está relacionado a exposição de dolomitas a fluidos meteóricos seguido da substituição do magnésio da estrutura cristalina por calcita (calcitização), assim a substituição é efetuada de forma progressiva com a manutenção do hábito cristalino na fase original (Tucker, 1991; Flügel, 2004).

Já durante a **fase diagenética profunda**, os cimentos mais comuns nos carbonatos Itaituba são em textura espática blocosa que podem ser precipitados logo nos estágios iniciais, no entanto a relação paragenética com cimentos com textura poiquilotópica, geralmente associado a ambientes de soterramento, sugere um aumento progressivo da profundidade diagenética (Moore & Wade, 2013; James & Jones, 2015). Com o aumento da profundidade os grãos passam a apresentar feições características do processo de compactação química, evidenciado por contatos côncavos-convexos, *dissolution seams* e estilólitos (Flügel, 2004; Tucker & Dias-Brito, 2017).

Com o contínuo soterramento, a instabilidade química de alguns bioclastos pode resultar em processos de substituição seletiva. Este processo é controlado por pequenos filmes de dissolução, onde a precipitação de sílica exerce pressão em contato com carbonato (Maliva & Siever, 1988). Além disso, Tucker (1991) sugere que calcita de alto magnésio é mais passível de dissolução e cimentação, o que pode estar associado nas seções estudadas com o predomínio da silicificação nos fragmentos de equinodermas, visto que possuem composição típica com alto teor de calcita magnésiana (Maliva & Siever, 1988).

6.1 Implicações na Rocha “Selante”

Os carbonatos Itaituba avaliados apresentam baixa porosidade primária (média de 0,5%), mas com respeito a porosidade secundária alguns níveis podem apresentar valores que podem alcançar até 20% do volume total em *grainstones*, principalmente relacionados a dissolução seletiva na zona meteórica (Figura 2). Adicionalmente, o neomorfismo na diagênese meteórica e marinha em *mudstones* também promove a geração de porosidade intercrystalina (Figura 2). Nesse sentido, os principais processos de geração de porosidade estão associados ao processo de dissolução e neomorfismo, respectivamente em carbonatos sustentados por grãos e por matriz, que resultam na geração de intervalos com características reservatórios. Processos de cimentação de calcita espática são os principais responsáveis por obliterar os poros. Somado a isso, a compactação física e química evidenciada em *packstones*

e *grainstones* reforçam a redução dos espaços porosos, podendo resultar na obliteração total ou geração de poros natantes que fomentam a impermeabilização.

Estudos petrográficos na Formação Itaituba na borda sul indicam intervalos porosos entre 0 - 5% (Figueiras & Truckenbrodt, 1987; Matsuda, 2002), o que garante o papel de selo no sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre. No entanto, a identificação de níveis porosos de até 20% em *grainstones*, volume comumente associado a intervalos reservatórios, apontam para heterogeneidades permoporosas nessa unidade na borda norte da bacia.

7 Conclusões

A análise petrográfica nos carbonatos Itaituba na região de Urucará (AM) permitiu a identificação de dez processos diagenéticos: micritização, cimentação de recobrimento e preenchimento, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química. Os processos diagenéticos atuaram principalmente no contexto diagenético raso (ambiente marinho e meteórico).

Os principais processos diagenéticos responsáveis pela geração de poros estão associados à dissolução seletiva e neomorfismo, enquanto a cimentação de calcita espática é a responsável pela impermeabilização da unidade. A identificação de intervalos com porosidade de até 20% associados a *grainstones* abre perspectivas sobre a efetividade do real papel da Formação Itaituba como unidade selo no principal sistema petrolífero da Bacia do Amazonas.

8 Agradecimentos

Agradecemos a CAPES pela concessão do auxílio financeiro, a Petrobras S.A. por confeccionar as lâminas petrográficas, a Dra. Valquíria Porfírio Barbosa (UFAM) e o Me. Rick de Oliveira (UFOPA) pelas sugestões no texto.

9 Referências

Adams, A.E.; Mackenzie, W.S. & Guilford, C. 1984. *Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope*. Essex, Prentice Hall, 102 p.

Beigi, M.; Jafarian, A.; Javanbakht, M.; Wanas, H.A.; Mattern, F. & Tabatabaei, A. 2017. Facies analysis, diagenesis and sequence stratigraphy of the carbonate-evaporite succession of the Upper Jurassic Surmeh Formation: Impacts on reservoir quality (Salman Oil Field, Persian Gulf, Iran). *Journal of African Earth Sciences*, 129: 179-194.

Chang, H.K.; Assine, M.L.; Corrêa, F.S.; Tinen, J.T.; Vidal, A.C. & Koike, L. 2008. Sistemas Petrolíferos e Modelos de Acumulação de Hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (suplemento): 29-46.

Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54: 207-250.

Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G. & Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 227-251.

Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks – Memoir 1*. AAPG, p. 108-121.

Favoreto, J.; Rohn, R.; Lykawka, R. & Okubo, J. 2016. Caracterização sedimentológica dos carbonatos albianos do reservatório Quissamã na porção meridional da Bacia de Campos. *Geociências UNESP*, 35(1): 1-15.

Ferreira, A.; Rigueti, A. & Bastos, G. 2015. Bacia do Amazonas - Sumário geológico e setores em oferta. 13ª Rodada de Licitações de Petróleo e Gás. Disponível em: <http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round_13/areas_oferecidas_r13/Sumarios_Geologicos/Sumario_Geologico_Bacia_Amazonas_R13.pdf>. Acesso em: 11 set 2018.

Figueiras, A. & Truckenbrodt, W. 1987. Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro – PA. *Boletim do Museu Emilio Goeldi: Nova Série Geologia*, 31:1-56.

Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application*. Berlin, Springer Verlag, 921 p.

Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E. (Ed.). *Classification of Carbonate Rocks – Memoir 1*. AAPG, p. 62-84.

Gonzaga, F.G.; Gonçalves, F.T.T. & Coutinho, L.F.C. 2000. Petroleum geology of Amazonas Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: MELLO, M.R. & KATZ, B.J. (Eds.) *Petroleum systems of South Atlantic margins – Memoir 73*. AAPG, p. 159-178.

Huang, S.; Huang, K.; Lü, J. & Lan, Y. 2014. The relationship between dolomite textures and their formation temperature: a case study from the Permian-Triassic of the Sichuan Basin and the Lower Paleozoic of the Tarim Basin. *Petroleum Science*, 11(1): 39-51.

James, N.P. & Choquette, P.W. 1983. Diagenesis 5 Limestones: introduction. *Geoscience Canada*, 10(4): 159-161.

James, N.P. & Jones, B. 2015. The cool-water neritic realm. In: JAMES, N.P. & JONES, B. (Eds.). *Origin of Carbonate Rocks*. John Wiley & Sons, p. 135-149.

Khan, Z.; Sachan, H.K.; Ahmad, A.H.M. & Ghaznavi, A.A. 2019. Microfacies, diagenesis, and stable isotope analysis of the Jurassic Jumara Dome carbonates, Kachchh, Western India: Implications for depositional environments and reservoir quality. *Geological Journal*, 55(1): 1041-1061.

Maliva, R.G. & Siever, R. 1988. Mechanism and controls of silicification of fossils in limestones. *The Journal of Geology*, 96 (4): 387-398.

Matsuda, N.S. 2002. *Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil*. Department of Earth & Planetary Science, University of Tokyo, Tese de Doutorado, 258p.

Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3): 199-205.

- Moore, C.H. & Wade, W.J. 2013. *Carbonate reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework* 67. Newnes, Elsevier, 361 p.
- Neves, K.M.M. & Barbosa, V.P. 2018. Caracterização paleoambiental a partir de microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Pensilvaniano Inferior da Bacia do Amazonas), no município de Itaituba (PA). *Pesquisas em Geociências UFRGS*, 46(2): 1-20.
- Reis, N.J.; Almeida, M.E.; Riker, S.R.L. & Ferreira, A.L. 2006. *Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas*. Manaus, CPRM, 125 p.
- Riccomini, C.; Sant, L.G. & Tassinari, C.C.G. 2012. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP*, 95: 33-42.
- Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D.S. 2003. *Color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis – Memoir 77*. Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 474 p.
- Scomazzon, A.K. & Lemos, V.B. 2005. Diplognathodus occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(3): 203-208.
- Sibley, D.F. & Gregg, J.M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research*, 57(6): 967-975.
- Tucker, M.E. & Dias-Brito, D. 2017. *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil*. Rio Claro, UNESP – IGCE, 208 p.
- Tucker, M.E. 1991. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. London, Library of Congress, 257 p.
- Tucker, M.E. 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: WRIGHT, V.P. (ed.). *Sedimentology Review 1*. Black Wells, p. 51-72.
- Warren, J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.
- Welton, J.E. 1984. *SEM Petrology Atlas*. Oklahoma, AAPG. 237 p.
- Wilkin, R.T.; Barnes, H.L. & Brantley, S.L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(20): 3897-3912.
- Xiong, L.; Yao, G.; Xiong, S.; Wang, J.; Ni, C.; Shen, A. & Hao, Y. 2018. Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 495: 113-126.

Recebido em: 04/09/2020

Aprovado em: 08/10/2020

Como citar:

Sousa, E.S.; Barbosa, R.C.M. & Rudnitzki, I.D. 2021. Aspectos Diagenéticos dos Carbonatos da Formação Itaituba, norte da Bacia do Amazonas. *Anuário do Instituto de Geociências*, 44: 38014. DOI 1982-3908_2021_44_38014