



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Rafael Cremonini Baptista

**Caracterização multi-escala da camada Hard Cap do Membro Mupe,
Grupo Purbeck, Bacia de Wessex, Dorset, Reino Unido: origem e
paleocontroles da porosidade.**

Rio de Janeiro

2023

Rafael Cremonini Baptista

**Caracterização multi-escala da camada Hard Cap, do Membro Mupe, Grupo Purbeck,
Bacia de Wessex, Dorset, Reino Unido: origem e paleocontroles da porosidade.**

Tese apresentada, como requisito parcial para
obtenção do título de Doutor, ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências, da
Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
Área de concentração:

Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Berao Ade

Coorientador: Prof. Dr. Sergio Bergamaschi

Coorientador: Prof. Dr. Pablo Suarez Gonzalez

Rio de Janeiro

2023

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ/REDE SIRIUS/CTCC

B222 Baptista, Rafael Cremonini.
 Caracterização multi-escala da camada Hard Cap, do Membro Mupe,
 Grupo Purbeck, Bacia de Wessex, Dorset, Reino Unido: origem e
 paleocontrolos da porosidade / Rafael Cremonini Baptista. – 2023.
 411 f.: il.

Orientador: Marcus Vinicius Berao Ade.

Coorientador: Sergio Bergamaschi.

Coorientador: Pablo Suarez Gonzalez.

Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geociências.

1. Reservatórios – Teses. 2. Carbonatos – Sedimentação e depósitos –
Teses. 3. Porosidade – Teses. 4. Paleontologia – Teses. I. Ade, Marcus
Vinicius Berao. II. Bergamaschi, Sergio. III. Gonzalez, Paulo Suarez. IV.
Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geociências. V.
Título.

CDU 551.3.051

Bibliotecária responsável: Ingrid Pinheiro / CRB-7: 7048

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Rafael Cremonini Baptista

**Caracterização Multi-Escala Da Camada Hard cap, Do Membro Mupe, Grupo Purbeck,
Bacia De Wessex, Dorset, Reino Unido: Origem E Paleocontroles da Porosidade.**

Tese apresentada, como requisito parcial para
obtenção do título de Doutor, ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências, da
Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aprovada em 04 de agosto de 2023.

Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Berao Ade
Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientadores: Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi
Faculdade de Geologia - UERJ
Prof. Dr. Pablo Suarez Gonzalez
Faculdade de Ciências Geológicas - UCM

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Giovanni Chaves Stael
Observatório Nacional -ON

Dr. Cleveland M. Jones
INOG - Instituto Nacional de Óleo e Gás

Dr. Jesus Pastor Salazar Rodriguez
Baker Hughes do Brasil

Dr. Claudio Rabe

Baker Hughes do Brasil

Rio de Janeiro

2023

DEDICATÓRIA

Dedico à minha família, especialmente à minha mãe Cláudia, à minha esposa Juliana e a minha filha Bettina. Vocês são a minha motivação e razão de ser.

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos ao meu orientador Professor Dr. Marcus Berao Ade pelo muito que me ajudou, fazendo sempre eu enxergar a melhor solução, por ter sempre uma palavra certa no tempo certo, por estar sempre disposto a ajudar, sendo um verdadeiro amigo.

Expresso minha gratidão ao meu coorientador Professor Dr. Sérgio Bergamashi, que contribui para o esclarecimento, desenvolvimento e aperfeiçoamento no decorrer da realização do meu doutorado de forma tranquila, permitindo minhas próprias conclusões e criticando-as, quando necessário para o progresso do meu conhecimento.

Agradecimentos devem ser prestados ao meu coorientador Professor Dr. Pablo Suarez-Gonzalez, da Universidade Complutense de Madri (Espanha), por tudo que vem me ensinando. Sua generosidade e apoio foram fundamentais para enriquecer minha tese e expandir meus conhecimentos acadêmicos. Sua orientação e conselhos ao longo desse período foram extremamente valiosos, contribuindo significativamente para o desenvolvimento da minha pesquisa.

Devo agradecimentos à Professora Dra. Maria Isabel Benito, da Universidade Complutense de Madri (Espanha), estou grato por ter tido a chance de aprender com você e por ter sido acolhido tão calorosamente durante o meu intercâmbio. Sua dedicação e entusiasmo pela pesquisa foram verdadeiramente inspiradores.

Também gostaria de agradecer ao diretor do Departamento de Geodinâmica, Estratigrafia e Paleontologia da Universidade Complutense de Madrid (UCM), Professor Dr. Agustín Pedro Pieren Pidal pelo acesso a recursos adicionais disponíveis na UCM, os quais ampliaram minha perspectiva e enriqueceram meu trabalho.

Agradeço ao Dr. Arnaud Gallois (Royal Holloway University of London) e ao Dr. Peter Burgess (University of Liverpool, Reino Unido) por suas orientações e discussões durante o trabalho de campo realizado no Sul de Dorset, Reino Unido. Também agradeço ao Dr. Bernard

Vining (Baker Hughes) e ao Professor Dr. Dan Bosence (Royal Holloway University of London) por toda a orientação.

Agradeço à Baker Hughes, do Brasil, pela doação dos blocos utilizados nesta pesquisa para a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), especialmente ao Dr. Jesus Salazar e Dr. Cláudio Rabe por todo apoio.

Agradeço à equipe do Laboratório de Instrumentação Nuclear da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Nuclear) pela realização das imagens microtomografia computadorizada de raios x, especialmente a pesquisadora Dra Alessandra Silveira Machado e ao professor Dr. Ricardo Tadeu Lopes

Agradeço à equipe do Laboratório de Petrofísica do Observatório Nacional (LabPetrON), pela realização das análises petrofísicas de rotina, especialmente ao Professor Dr. Giovanni Chaves Stael, a Dra Silvia Bejarano e ao Alberto André Albernaz

Agradeço à equipe do Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica – LGQM -UERJ pela realização das análises isotópicas geoquímicas e quantificação mineralógica via DRX, especialmente ao professor Dr. Egberto Pereira e a Carmem Alferes.

Agradeço à equipe do Laboratório Ciencias de la Tierra y Arqueometria Unidad de Técnicas Geológicas Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense de Madrid pela realização dos dados SEM, Microprobe e CL

Agradeço à Química Vivian Correa Santos pelos testes de acidificação matricial.

Agradeço aos professores, alunos e funcionários do curso de pós-graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pelo apoio no decorrer do curso.

Agradecimentos especiais aos amigos Eng. Hélio Rocha, Dr. Felipe Corrales e ao meu irmão Gabriel Cremonini pelo incentivo e ajuda. Não podem ser esquecidos nenhum familiar e amigo que contribuíram de alguma forma com a realização de todas as etapas do curso.

É melhor viver orgulhoso por ter feito, do que melancólico por ter fracassado.

Hermes Cremonini

RESUMO

BAPTISTA, Rafael Cremonini. **Caracterização multi-escala da Camada Hard cap, Do Membro Mupe, Grupo Purbeck, Bacia De Wessex, Dorset, Reino Unido: origem e paleocontroles da porosidade.** 2023. 411 f. Tese (Doutorado em Gêociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

Os carbonatos não marinhos não são totalmente compreendidos sob vários pontos de vista, incluindo fácies e petrofísica, bem como seus processos e controles. Seus componentes são altamente diversos, compreendendo vários tipos de micritas bem como diferentes tipos de cimento precipitados em diferentes estágios diagenéticos. Esses componentes exibem assinaturas geoquímicas e petrofísicas distintas. A caracterização multiescala de amostras da camada Hard Cap obtidas de uma pedreira em Portland forneceu informações sobre ambientes deposicionais e história diagenética. Análises petrográficas, difração de raio-x, catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura-espectroscopia de energia dispersiva, microsonda eletrônica, isótopos estáveis de carbono-oxigênio, microtomografia de raio-x e petrofísicas foram efetuadas com o objetivo de entender melhor esses reservatórios desafiadores. A porosidade da camada Hard Cap é predominantemente o resultado de bioturbação e dissolução. Acredita-se que organismos como ostracodes e gastrópodes tenham desempenhado um papel fundamental no desenvolvimento da porosidade, pois sua atividade resultou na mistura de sedimentos e no desenvolvimento de espaços porosos. A dissolução mineral contribuiu para o desenvolvimento da porosidade, com a dissolução mais significativa ocorrendo durante períodos de aumento do fluxo de águas subterrâneas. A cimentação foi a principal causa da baixa porosidade e permeabilidade. A análise revelou que o Hard Cap foi depositado em um ambiente raso com exposição subaérea alternadas a períodos de inundação. Verificou-se que os paleocontroles relativos ao desenvolvimento da porosidade do Hard Cap estão amplamente associados ao nível do lago e às mudanças ambientais. Durante os períodos de alto nível, o Hard Cap foi submerso e sujeito ao aumento da sedimentação, reduzindo o desenvolvimento da porosidade. Por outro lado, durante os períodos de baixo nível, o Hard Cap foi exposto ao aumento do fluxo de água subterrânea, promovendo a dissolução e o desenvolvimento da porosidade. A caracterização multi-escala da camada Hard Cap permitiu inferências sobre as condições deposicionais que afetaram as variações das fácies carbonáticas e no reconhecimento do ciclo deposicional. A partir desses achados, emerge a proposição da hipótese de que a deposição das camadas HardCap pode ter sido influenciada por um ambiente marinho marginal, sujeito a um controle geoquímico significativo.

Palavras-chave: Reservatório Carbonáticos; Grupo Purbeck; caracterização multi-escala; porosidade; permeabilidade.

ABSTRACT

BAPTISTA, Rafael Cremonini. **Multi-scale characterization from the Hard Cap, Mupe Member, Lower Purbeck Limestone Group, Wessex Basin, Dorset, UK: porosity origin and paleocontrols.** 2023. 411 f. Tese (Doutorado em Gêociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

Non-marine carbonates are not fully understood from various perspectives, including facies and petrophysics (porosity and permeability), as well as their processes and controls. Their components are highly diverse, comprising various types of micrites as well as different types of cement precipitated at different diagenetic stages. These components exhibit distinct geochemical and petrophysical signatures. Multiscale characterization of samples from the Hard Cap layer obtained from a quarry in Portland provided insights into depositional environments and diagenetic history. Petrographic analysis, X-ray diffraction, cathodoluminescence, scanning electron microscopy-energy dispersive spectroscopy, electron microprobe analysis, stable carbon-oxygen isotopes, X-ray microtomography, and petrophysical analyses were performed with the aim of better understanding these challenging reservoirs. The porosity of the Hard Cap layer is predominantly the result of bioturbation and dissolution. Organisms such as ostracods and gastropods are believed to have played a key role in the development of porosity as their activity resulted in sediment mixing and the creation of porous spaces. Mineral dissolution contributed to porosity development, with the most significant dissolution occurring during periods of increased groundwater flow. Cementation was the main cause of low porosity and permeability. The analysis revealed that the Hard Cap was deposited in a shallow environment with alternating subaerial exposure and flooding periods. Paleo-controls related to the development of Hard Cap porosity are closely associated with lake level and environmental changes. During high-level periods, the Hard Cap was submerged and subject to increased sedimentation, reducing porosity development. On the other hand, during low-level periods, the Hard Cap was exposed to increased groundwater flow, promoting dissolution and porosity development. The multiscale characterization of the Hard Cap layer allowed inferences about the depositional conditions that affected variations in carbonate facies and depositional cycles. From these findings, the hypothesis emerges that the deposition of Hard Cap layers may have been influenced by a marginal marine environment subject to significant geochemical control.

Keywords: Carbonate Reservoir; Purbeck Group; multi-scale characterization; porosity; permeability.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da bacia Wassex e enquadramento geológico. A grupo de calcário Purbeck Exposta no Reino Unido e na França. B – Mapa estrutural do Canal e Bacias e sub-bacias de Wessex. As linhas grossas identificam o Mesozóico falhas extensionais invertidas durante a orogenia alpina. C mapa geológico do Sul Dorset com falhas inversas (linhas pretas em negrito) (GALLOIS et al., 2018).....	48
Figura 2 –	Mapa estrutural da margem oeste da Bacia de Wessex mostrando as principais falhas extensionais que afetaram depósitos jurássicos.....	49
Figura 3 –	Esboço de seções transversais norte-sul mostrando a evolução estrutural das falhas de Purbeck e Ridgeway, redesenhadas após Underhill e Paterson (1998).....	51
Figura 4 –	Divisões estratigráficas da Bacia de Wessex: (a) Estratigrafia da Bacia de Wessex (GALLOIS, 2016, modificado após Underhill e Stoneley (1998); (b) estratigrafia detalhada do Purbeck Limestone Group.....	54
Figura 5 –	Divisões estratigráficas do Purbeck Limestone Group (Gallois 2018).....	57
Figura 6 –	Facies do Grupo Purbeck (Gallois 2014).....	58
Figura 7 –	Afloramento na Ilha de Portland do Membro Mupe (Hard Cap, God Nore, Isle of Portland, 50°31 31.41'N; 2° 26,22,51, W) Gallois et al., 2017.....	60
Figura 8 –	Modelo deposicional para o Membro do Mupe (redesenhado a partir de Underhill, 2002)	62
Figura 9 –	Comparação de tamanho entre a Bacia de Wessex (A) e as bacias do Atlântico Sul (B, redesenhado após Chaboureau et al., 2013) (GALLOIS, 2016).....	64
Figura 10 –	Comparação das evoluções das bacias entre as bacias da margem brasileira (modificada após Moreira et al., 2007), a bacia de Wessex no sul da Inglaterra (modificada após Underhill, 1998) e as bacias da margem oeste africana (modificada após Beglinger et al., 2012). Observe que as áreas em vermelho destacam intervalos	

	deste estudo e suas contrapartes no Atlântico Sul (GALLOIS, 2016).....	66
Figura 11–	Comparação de macrofácies entre um Mounds microbiano do grupo Purbeck da Bacia de Wessex (A, da Ilha de Portland) e os microbialitos do Atlântico Sul (B, poço da Bacia do Kwanza, de Saller et al., 2016) (GALLOIS, 2016).....	67
Figura 12–	Classificação de rochas carbonáticas adaptado de Folk 1959 (Modificado de Kendall, 2005).....	70
Figura 13–	Classificação de rochas carbonáticas adptado de Dunham 1962 (Modificado Terra et al., 2010).....	71
Figura 14–	Classificação de rochas carbonáticas de Embry e Klovan (1971) Modificado Terra et al., 2010.....	72
Figura 15–	Classificação de rochas carbonáticas de Wright (1971) Fonte: Modificado de Scholle e Ulmer–Scholle (2003).....	73
Figura 16–	Classificação de rochas carbonáticas proposta por Terra et al., (2010).....	75
Figura 17–	Principais constituintes de rochas carbonáticas (TERRA et al., 2010).....	78
Figura 18–	Classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas (CHOQUETTE e PRAY, 1970).....	81
Figura 19–	A – Calcita do tipo drusa ou mosaico. B – Detalhe do limite plano entre os cristais e taxas de crescimento similares no cimento calcítico do tipo drusa ou mosaico (TUCKER e WRIGHT 1990).....	85
Figura 20–	Hábito de crescimento dos cristais de calcita em função da razão Mg/Ca (FOLK 1974).....	86
Figura 21–	Desenho esquemático mostrando a relação entre a razão Mg/Ca no fluido, a razão de suprimento de íons de carbonato, a morfologia dos cristais (equante e acicular) e a mineralogia dos precipitados inorgânicos (calcita baixoMg, calcita alto–Mg e aragonita). 1) cimento de calcita equante em águas profundas e frias, sedimentos de baixa latitude e sedimentos de águas rasas em condições climáticas temperadas. 2) cimento de calcita alto–Mg em recifes – raro. 3) cimento acicular de calcita alto–	

	Mg em recifes e areias carbonáticas. 4) Cimento aragonítico acicular em recifes e areias carbonáticas. 5) cimento equante de calcita baixo-Mg em ambiente meteórico. 6) calcita baixo-Mg acicular em espeleotemas e travertinos. 7) Aragonita acicular em espeleotemas – raro. (TUCKER, 2001).....	87
Figura 22 –	Modelos de dolomitização mostram vários métodos pelos quais fluidos dolomitizantes se movem através dos sedimentos (definidos por vários autores e compilados por Tucker e Wright 1990).....	91
Figura 23 –	Desenho esquemático ilustrando diferentes tipos de cimentação marinha (SCHOLLE e ULMERSCHOLLE, 2003).....	93
Figura 24 –	Localizações de água subterrânea O fluxo pode passar através dos poros em forma de fluxo difuso ou através de fraturas. A zona de mistura, a zona freática de capilaridade e, em particular, a parte inferior da zona freática podem experimentar dissolução. As escalas são extremamente instáveis (TUCKER e WRIGHT, 1990)...	95
Figura 25 –	Uma representação esquemática dos vários tipos de cimentação meteórica (SCHOLLE e ULMERSCHOLLE, 2003).....	96
Figura 26 –	Imagem esquemática da formação de estromatólitos. a) amostra de estromatólito recente de Shark Bay, Austrália, mostrando a estruturação interna laminada; b) interação de microrganismos e sedimentos durante a formação da estrutura estromatolítica (Fonte: Adaptado de Grotzinger e Jordan, 2013).....	100
Figura 27 –	Microbialitos Classificação de microbialitos segundo sua trama, proposta por Riding (2011).....	101
Figura 28 –	Trombolito, Fm. Riachuelo, Cretáceo, Bacia Sergipe–Alagoas (TERRA et al., 2010).....	102
Figura 29 –	Distintos Mounds microbianos circulares (M). Um Mound (T) originalmente desenvolvido em torno de um tronco de árvore que desde então foi removido pela erosão deixando um centro do Mound oco. Os Mounds têm cerca de 3 m de diâmetro. B. Um molde de um tronco caído cercado inicialmente por Boundstone	

- (superfície lisa) e depois por trombólito. Martelo, dentro do molde do tronco, para escala (KIRKHAM e TUCKER, 2018)..... 105
- Figura 30 – Fragmento de rocha polida de mesoclots microbianos purbeckianos (M) e galerias macroporosas (G) revestidas por calcita fibrosa antes de serem parcial ou completamente ocluídas com preenchimentos geopetal (F) de principalmente peloides e esferulitos localmente. A crosta de calcita também comumente se desenvolveu acima dos preenchimentos, assim como os cristais de gypssita locais (KIRKHAM e TUCKER, 2018)..... 106
- Figura 31 – Fotomicrografias plana–polarizadas de lâmina delgada de Mircobilitos do grupo purbeck. A. Interior do mesoclot compreendendo esferulitos interferentes levemente empacotados com núcleos peloidais. Oclusão total da porosidade com calcita. B. Esferulitos mesoclot com tecido de cristal radial acentuado por inclusões microbianas (?) dispostas radialmente. Os córtices de esferulitos são preservados dentro de calcita neomórfica (seta). C. Um macroporo entre mesoclotes esferulíticos forrados com feixes de crosta de calcita fibrosa formada por crescimento assimétrico de esferulitos (seta) no poro contendo um preenchimento geopetal parcial de grãos peloidais e lama calcário. O restante do poro é ocluído por pseudospar. D. Um mesoclote esferulítico (S) com crosta de calcita fibrosa periférica recoberto por um preenchimento geopetal (GF) de peloides. Esferulitos isolados (seta) ocorrem como parte do preenchimento..... 107
- Figura 32 – Sequência de eventos explicando a deposição e a formação dos Mounds de Trombólitos do Membro Mupe, Grupo Purbeck (GALLOIS, 2016). (A) árvore *Protocupressinoxylon purbeckensis* crescendo em solo Purbeck (após Francis 1982). (B) Inundação de solo vegetado com lago de água salobra. (C) Decadência das árvores. (D) O nível do lago continua subindo até pelo menos 4 m de profundidade, o que é acompanhado pela decomposição das árvores. (E) Acumulação das fácies Burrow boundstone e sub–fácies Estromatólitos. A linha preta localiza a seção transversal superior. (F) A árvore se rompe com o invólucro Burrow boundstone e

	cai perto de seu tronco. (G) Toco in situ com fratura troncos e galhos de árvores formam substrato para acúmulo de subfácies Thrombolite. A linha preta localiza a seção transversal superior.....	109
Figura 33 –	Pedreira com operação de extração de calcário em Purbeck área de Dorset de onde os blocos foram provenientes.....	111
Figura 34 –	Amostras de rochas da região de Dorset, Reino Unido sendo transportadas para o Brasil.....	112
Figura 35 –	Operação de extração dos testemunhos com perfurador STIHL.....	113
Figura 36 –	Posição dos primeiros 17 Plugs extraídos no Bloco de Purbeck.....	114
Figura 37 –	Serra de corte utilizadas para "facetar" os plugs.....	115
Figura 38 –	Extrator Soxhlet com metanol utilizado para limpeza das amostras.....	116
Figura 39 –	Estereomicroscópios de polarização Zeiss.....	117
Figura 40 –	Arranjo esquemático das fontes.....	119
Figura 41 –	Calibração do GRS–2000 no IRD.....	120
Figura 42 –	Medição GRS – Gama Ray Espectral.....	121
Figura 43 –	Porosímetro UltraPore 300 da Core Lab.....	122
Figura 44 –	Permeâmetro de expansão a gás, UltraPerm 500 da Core Lab.....	123
Figura 45 –	Microscópio petrográfico Zeiss da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.....	124
Figura 46 –	Equipamento CL Technosyn modelo CITL Mk 4 acoplado a um microscópio de polarização Nikon Labophot–Pol do Departamento de Estratigrafia da Universidad Complutense de Madrid.....	127
Figura 47 –	O tipo de processo de luminescência em que um feixe de elétrons incide sobre um material (MARSHAL, 1988).....	128
Figura 48 –	(A) Exemplo de zoneamento concêntrico de cimento de calcita exibido na catodoluminescência (amostra PJ–7 da área de estudo). (B) Exemplo de zoneamento setorial, com facetas radiais. Fonte: Modificado de Witkowski et al., (2000).....	130

Figura 49 –	Relacionamentos entre a intensidade da CL e as concentrações de magnésio e ferro na calcita e dolomita A falta de luminescência é causada por baixas concentrações de Mn, e o inibidor de ferro causa a perda de CL. Se as concentrações de ferro estiverem abaixo de 2000 ppm, a CL é brilhante em concentrações moderadamente altas de Mn. Em concentrações muito altas de Mn, a luminescência será opaca porque o Mn inibe a CL em si mesmo (superior esquerda) e o Mn e o Fe inibem a CL (superior central). Fonte: Adaptado de Machel 2000, por BOGGS e KRINSLEY, 2006).....	132
Figura 50 –	Microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da Universidad Complutense de Madrid (UCM) (Fonte, o autor, 2022).....	136
Figura 51 –	Dispositivo de espectrômetro de massa Thermo Delta V Laboratório de Químioestratigrafia e Geoquímica Orgânica da UERJ (LGQM–UERJ).....	138
Figura 52 –	Sistema “microdrill” um sistema de microperfuração montado em microscópio binocular para a microperfuração Universidad Complutense de Madrid (Fonte: o autor, 2022).....	144
Figura 53 –	Equipamento Jeol JZA–8900 M, para análise com microsonda eletrônica UCM.....	143
Figura 54 –	O difratômetro de raios X D2 Phaser, Bruker, realiza análises por difração de raios X, indicada para a identificação e quantificação de minerais presentes em uma amostra por meio da caracterização da estrutura cristalina (LGQM da Faculdade de Geologia da UERJ).....	144
Figura 55 –	Esquema simplificado do processo de aquisição e reconstrução da tomografia de um objeto (MACHADO, 2015).....	145
Figura 56 –	Construção do domínio agregado: o domínio do poro macroscópico (o gráfico da esquerdo), bem como o domínio agregado (o gráfico do meio) são criados e sobrepostos para fornecer o domínio da multi–escala final (o gráfico da direita) (RAOOF et al., 2017).....	151
Figura 57 –	Progresso do transporte e da dispersão (RAOOF et al., 2017).....	153

Figura 58 –	Equipamento Tomógrafo Phoenix.....	154
Figura 59 –	Diagrama geral de um sistema lidar e o princípio de medição. Observe que a transmissão e a recepção podem usar a mesma ótica (TAYLOR et al., 2002).....	157
Figura 60 –	Um modelo 3–D gerado pela triangulação de Delaunay, uma superfície 3–D é gerada conectando os pontos mais próximos para formar planos triangulares (John Wiley et al., 2020).....	158
Figura 61 –	(A) Equipamento de Aquisição de Dados e (B) Bombas para estimulação matricial.....	159
Figura 62 –	Itinerário de viagem de campo – Cinco paradas principais nas camadas mais baixas do grupo Purbeck Limestone, o membro Mupe.....	161
Figura 63 –	O bloco veio da unidade Hard Cap e foi obtido de uma loja de blocos na Bowers Quarry em Portland. 50°32'49,4" N 2°26'53,1" W. (A) Portão de entrada da Pedreira Bowers. (B) Vista da estrada para a pedreira.....	162
Figura 64 –	God Nore pedreira abandonada na costa sudeste da Ilha de Portland (Fonte: o autor, 2022).....	163
Figura 65 –	Parte inferior do Afloramento do Membro Mupe – God Nore, Ilha de Portland (Fonte: o autor, 2022).....	164
Figura 66 –	Molde de um tronco caído inicialmente cercado por boudstone (liso) e posteriormente por trombólitos (rugoso). Caderneta de campo para escala.....	165
Figura 67 –	Dados brutos LiDAR mostrando a nuvem de pontos de alta definição (God Nore)...	167
Figura 68 –	Lulworth Cove viewpoint. Parte superior do Membro Mupe do Grupo Purbeck.....	168
Figura 69 –	Montes microbialíticos vistos no campo e estruturas circulares como vistos no levantamento MBES (BOSENCE et al., 2018).....	169
Figura 70 –	(A) Horizontes da floresta fóssil têm árvores incrustadas com trombólitos, que se desenvolveram sob e acima de troncos ou galhos caídos. As árvores às vezes são silicificadas e, em alguns casos, apodrecem. Na Floresta Fóssil Inferior, troncos de árvores trombólitos verticais caíram em algum momento quando eles caem, mais	

	trombolito pode incrustá-los no lado superior, (Fossil Forest). (B) montes microbianos trombolíticos in-situ Fossil Forest (Fonte: o autor, 2022).....	170
Figura 71 –	Dados brutos LiDAR mostrando a nuvem de pontos de alta definição de Thrombolitos que se desenvolveram em torno de árvores (Fóssil Forest).....	171
Figura 72 –	A parte ocidental da Fossil Forest, a leste de Lukworth Cove. Thrombolitos que se desenvolveram em torno de árvores parcialmente submersas podem ser vistos no Soft Cap da Formação Purbeck. Sob o calcário com Thrombolito está o Great Dirt Bed, o paleosolo no qual as árvores cresceram (Fonte: o autor, 2022).....	172
Figura 73 –	A Parte Superior Das Broken Beds Calcário Breccia. Acima De Antigos Evaporitos (Fonte: o autor, 2022).....	174
Figura 74 –	Mupe Bay (Fonte o autor, 2022).....	176
Figure 75 –	Location and geological maps of the study area. The block comes from the Hard Cap unit and was obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland. 50°32'49.4"N 2°26'53.1"W. Modified from Bosence and Gallois (2022).....	182
Figure 76 –	Wessex Basin stratigraphic divisions: (a) Wessex Basin stratigraphy (Gallois 2016, modified after Underhill and Stoneley 1998); (b) detailed Purbeck Limestone Group stratigraphy.....	186
Figure 77 –	Lower part of the Mupe Member Outcrop – God Nore, Isle of Portland. Photograph taken by R. C. Baptista.....	188
Figure 78 –	Left – A mould of a fallen branch initially surrounded by burrowed boundstone (smooth) and later by thrombolites (rubbly). Field notebook for scale. Right – Centimeter-sized microbial intraclasts adjacent to a microbial mound, originally developed around a tree trunk that has since been removed by erosion, leaving a hollow mound center. Field notebook for scale. R. C. Baptista took the photograph	189
Figure 79 –	The 4.5-ton block from the Hard Cap unit obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4"N 2°26'53.1"W). The numbers of the analyzed plugs are depicted in red.....	192

Figure 80 –	A cross plot indicating permeability versus porosity recorded outcomes from core analysis indicates the best-fit line where heterogeneity is illustrated through the distribution interval.....	198
Figure 81 –	Composite log from the Hard Cap block thrombolite integrating the gamma-ray spectrometry results with selected petrophysical logs and carbon and oxygen stable isotope analyses. The plug numbers indicate the position of the cored intervals. This integration allows for the identification and characterization of the main Hard Cap facies.....	201
Figure 82 –	Stable isotopes $\delta^{13}\text{C}$ (‰) and $\delta^{18}\text{O}$ VPDB cross-plots.....	203
Figure 83 –	(A) Chalcedony spherulites replacing the thrombolite framework; (B) Similar view as in (A) but in cross-polarized light (XPL) illustrating radial extinction cross under polarized light – Plug 4; (C) pores within and around the microbialite filled by different types of cement; (D) macropore between spherulitic mesoclots partially occluded with geopetal fills in cross-polarized light (XPL) – Plug 6; (E) Peloids, intraclasts and minor bioclasts (ostracodes), barite cement filling locally occluding porosity (red arrow) – Plug 16; (F) Bioclasts (ostracods and gastropods) in cross-polarized light (XPL) – Plug 10; (G) laminated sedimentary accretion structure (filament structures within microbialite) – Plug 14; (H) Bioclasts (ostracods, mostly disarticulated), peloids and intraclasts. Calcite cement fills a fracture in Plug 17–Packstone.....	209
Figure 84 –	Multi-scale characterization from left to right: column1 –the microscopic level petrography (optical microscopy), column2 – macroscopic observations from outcrop plugs; column3–4 x-ray microtomography to examine the pore structure. A –wackestone to fine grainstone facies, B –microbialite facies, divided into Thrombolite and boundstone facies, C – inter-mound facies composed of intraclastic peloidal packstone–grainstone and D –Packstone.	212

Figura 85 –	On the left, the 3D structure of the rock pore arrangement of Plug 1 (Mudstone) is in blue; on the right, the 3–D representation of porosity (in red) is generated by a microCT scan, with flow lines represented in blue.....	215
Figura 86 –	On the left, the 3D structure of the rock pore arrangement of Plug 9 Microbialite (thrombolite) in blue and on the right, the 3–D representation of porosity (in red) generated by a microCT scan, with flow lines represented in blue.....	216
Figura 87 –	The 3D structure of the rock pore arrangement of Plug 16 Peloidal–intraclasts Grainstone), in blue). Local filling by a high–density material, occluding porosity. The integration of the microCT and petrographic data indicates barite.....	217
Figura 88 –	3D analysis of sample 17’s (Packstone) tomography images. The rock pore arrangement is highlighted in blue. The right–hand image depicts a 3–D representation of porosity generated and determined by a microCT scan, with permeability indicated in red, where macrocrystalline calcite cement fills any porosity. No pore connection/permeability is observed.....	218
Figura 89 –	Generalized log of the Hard Cap Block. Integrating microtomography, petrographic, geochemistry and petrophysics data, it is possible to recognize the depositional cycle, detecting temporal transgressive–regressive and oxidant–reducing conditions.....	220
Figura 90 –	The integration log for porosity and permeability from microtomography, petrophysics and petrograph thin section analyses provides a multi–resolution and multi–scale methodology. (a) 3D structure of the solid matrix of plug 6; (b) thin section mac ropore between spherulitic mesoclots partially occluded with geopetal fills in cross–polarized light (XPL); (c) 3D structure of the rock pore arrangement with the solid matrix of plug 6 and pore arrangement comparison; (d) pore disposition in sample 6 with a 3–D representation of the porosity generated by the image analysis of a microCT scan, where flow lines in blue represent permeability at 50% transparency.....	221

Figure 91 –	Location and geological map of the study area. The studied block was obtained from a Hard Cap unit from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4" N 2°26'53.1" W). Modified from Bosence and Gallois (2021).....	232
Figure 92 –	Image of the 4.5 t Hard Cap unit block obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4"N 2°26'53.1"W). The numbers of the analysed plugs are depicted in red.....	234
Figure 93 –	Wessex Basin stratigraphic divisions. (A) Wessex Basin stratigraphy (Gallois 2018 modified according to Underhill and Stoneley 1998). (B) Detailed Purbeck Limestone Group stratigraphy.....	237
Figure 94 –	Lower part of the Mupe Member Outcrop at God Nore, in the Isle of Portland. Photograph taken by R. C. Baptista.	239
Figure 95 –	A mould of a fallen branch initially surrounded by burrowed boundstone (smooth) and later by thrombolites (rubbly). Field notebook for scale. Right – Centimetre-sized microbial intraclasts adjacent to a microbial mound, originally developed around a tree trunk since removed by erosion, leaving a hollow mound centre. Field notebook for scale. Photograph taken by R. C. Baptista.....	240
Figure 96 –	(A) Gastropods visualized under cross-polarized light (XPL); (B) Similar view as in (A) but under fluorescent light (FL); (C) Irregular structure indicating agglutinated peloidal sediment. Rounded holes are burrows partially filled with peloids, forming geopetal structures. Irregular borders, agglutinated peloids and thin (brown) cement calcite fringe. Ostracod cavity and bioturbation features in microbiolites. (D) Similar view as in (C) but under fluorescent light (FL)	245
Figure 97 –	(A) Photomicrograph of an ostracod presenting intense calcite replacement, a common diagenetic feature. (B) Scanning electron microscopy (SEM) view of ostracods with late-stage calcite spar cement.....	246
Figure 98 –	Cathodoluminescence (CL) photographs indicating early and burial diagenetic phases (A) Pores in natural light with calcite cement morphologies: dogtooth, block spar and fibrous fringe cement. (B) Similar view as in (A) but in	

	cathodoluminescence, illustrating the cementation phases (C)) pores within and around the microbialite filled by different types of cements (D) Similar view as in (C) but in cathodoluminescence illustrating the diagenetic phase with cement luminescence intensity.....	247
Figure 99 –	Photomicrographs of thrombolites in Hard Cap samples: (A)(C) Calcite spherulites replacing the thrombolite framework under cross-polarized light (XPL). (B)(D) Scanning electron microscopy (SEM) view of calcite spherulites indicating radiating crystals markedly contrasting with smooth adjacent surfaces.....	248
Figure 100 –	(A) Chalcedony spherulites replacing the thrombolite framework. (B) Spherulites increase in abundance towards the centre of the mesoclot, Hard Cap.....	249
Figure 101 –	(A) Microscope images of pyrite framboids from the Hard Cap sample 11; (B) Similar view as in (A) but under cross-polarized light (XPL) illustrating pyrite framboids (red arrow).....	250
Figure 102 –	(A) Microscope images of barite present in Hard Cap sample 16 under cross-polarized light (XPL) illustrating barite (red arrow) (B) Detailed barite view under cross-polarized light (XPL).....	251
Figure 103 –	Microscope images of a microbialite (thrombolite) visualized in Hard Cap plug sample no. 6. An overview of the phases involved in thrombolite development and early diagenesis of the lower Purbeck Limestone Group. A microbialite with irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace the micrite. Large irregular pores are noted within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and different types of cement. A) Overview 1.25x uncrossed polarizers (//P) B) Overview 1.25x crossed polarizers (XP) C) Vugular pore enlarged by 5x dissolution (//P) D) Vugular pore enlarged by 5x dissolution (XP) E) Calcite crystals covering peloids 5x (//P) F) Calcite crystals covering peloids (arrow) 5x (XP)	255
Figure 104 –	Scanning electron photomicrographs of etched Hard Cap rock samples. Different cement types can be distinguished based on their colour and surface texture. (A).	

Overview indicating pores, and calcite cement (B) View of a microcrystalline micrite within a mesoclot calcite structure with blocky pore-filling cement crystals. (C) Internal structure containing calcite crystals. Note the contrast between fibrous cement with intracrystalline micropores and the smooth blocky pore-filling cement crystals lacking intracrystalline porosity. (D) Scanning electron micrograph of polished and etched peloid surface illustrating a dense micritic structure, with a calcite composition (Spectrum 1) Energy Dispersive X-ray (EDS) analysis, surrounded by late-stage coars, barite (Spectrum 2)..... 256

Figure 105 – Matrix micro-sampling isotopic analyses. The results are expressed as δ ‰ units and presented regarding the PDB standard. The international reference standard for carbon isotopes is the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB).....	258
Figure 106 – Carbon and oxygen isotope composition of the Hard Cap diagenetic phases. The results are expressed as δ ‰ units and presented regarding the PDB standard. The international reference standard for carbon isotopes is the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB)	259
Figure 107 – Microprobe from Plugs 4 (A) & 5 (B) for limestone (wt.%).....	260
Figura 108 – Modelo digital tridimensionais preciso do bloco a partir dos dados do escaneamento LiDAR.....	273
Figura 109 – (A) Dados brutos mostrando a nuvem de pontos de alta definição (LiDAR). (B) mesma visualização de (A) após a remoção da textura de imagem com nuvem de pontos com contornos de blocos e feições.....	274
Figura 110 – (A) – Fotomicrografia da lâmina proveniente do Plug 4 com estruturas laminares bem definidas para regiões mais trombolíticas. As microanálises foram realizadas nos pontos marcados com quadrados na Imagem eletrônica (B) com marcações em vermelho para visualização dos pontos bombardeados pelo feixe eletrônico.....	277
Figura 111 – Difratomogramas Original da quantificação mineralógica da amostra do Plug 4 analisadas na sua maioria apresentou calcita Mg (HMC).....	279

Figura 112 – Difratômetros Pós Calibração da quantificação mineralógica da amostra do Plug 4 analisadas na sua maioria apresentou calcita (LMC).....	280
Figura 113 – Imagem do escaneamento LiDAR do bloco da unidade Hard Cap ilustrando os números dos plugues analisados são representados em vermelho.....	281
Figura 114 – Perfil com assinatura petrofísica e sua caracterização faciológica em lâmina petrográfica e testemunho.....	282
Figura 115 – Imagens dos Plugs após estimulação ácida (A) Plug 7; (B) Plug 15 e (C) Plug 17....	284
Figura 116 – Modelo 3D do volume analisado do plug 7 antes da acidificação. O espaço poroso aparece destacado em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade. Volume total analisado: 26,605 cm ³ , Porosidade: 7.19 %, Permeabilidade: 2933,00 mD.....	285
Figura 117 – Modelo 3D do volume analisado do plug 7 após estimulação ácida. O espaço poroso aparece destacado em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade. Volume total analisado: 27,661 cm ³ , Porosidade: 4,86 %, Permeabilidade: 2658,00 mD.....	286
Figura 118 – Modelo 3D do volume analisado do plug 15 após estimulação ácida. Modelo volumétrico do canal preferencial feito na superfície: 6,277 cm ³	287
Figura 119 – Modelo 3D do volume analisado do plug 17 após estimulação ácida. Modelo volumétrico do canal preferencial feito na superfície: 4,135 cm ³	288
Figura 120 – (A) Microfotografia da Lâmina delgada proveniente do Plug 4 (B) Desenho esquemático mostrando as oito fases envolvidas na construção e diagênese dos trombólitos da camada Hard Cap, Membo Mupe.....	291
Figura 121 – Fotomicrografias Plug 1: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Visão geral da fábrica com micrita 5x (//P) D) Visão geral da fábrica com micrita 5x (XP) E) Esferulitos de calcedônia (seta vermelha) (XP).....	312

Figura 122 – Fotomicrografias Plug 2: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Esferulitos de calcedônia 5x (//P) D) Esferulitos de calcedônia 5x (XP) E) Calcita macrocristalina preenchendo poro 10x (//P) F) Calcita macrocristalina preenchendo poro 10x (XP).....	314
Figura 123 – Fotomicrografias Plug 3: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Poro móldico 10x (//P) D) Poro móldico 10x (XP) E) Calcita macrocristalina preenchendo poro e pelóides 10x (//P) F) Calcita macrocristalina preenchendo poro e pelóides 10x (XP).....	316
Figura 124 – Fotomicrografias Plug 4: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Poro móldico 2.5x (//P) D) Poro móldico 2.5x (XP) E) Cimentação por calcedônia 5x (//P) F) Cimentação por calcedônia 5x (XP).....	318
Figura 125 – Fotomicrografias Plug 5: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Poro vugular ampliado por dissolução 2.5x (//P) D) Poro vugular ampliado por dissolução 2.5x (XP) E) Fragmento fosfático (seta) 5x (//P) F) Fragmento fosfático (seta vermelha) 5x (XP)	320
Figura 126 – Fotomicrografias Plug 6: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Poro vugular ampliado por dissolução 5x (//P) D) Poro vugular ampliado por dissolução 5x (XP) E) Cristais de calcita cobrindo pelóides (seta) 5x (//P) F) Cristais de calcita cobrindo pelóides (seta) 5x (XP).....	322
Figura 127 – Fotomicrografias Plug 7: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Detalhe da cimentação por calcita 5x (//P) D) Detalhe da cimentação por calcita 5x (XP) E) Calcita blocosa 10x (//P) F) Calcita blocosa 10 x (XP).....	324
Figura 128 – Fotomicrografias Plug 8: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Calcita blocosa 10x (//P) D)	

	Calcita blocosa 10x (XP) E) Esferulitos de calcedônia 5x (//P) F) Esferulitos de calcedônia 5 x (XP).....	326
Figura 129 –	Fotomicrografias Plug 9: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Esferulitos de calcedônia 10x (//P) D) Esferulitos de calcedônia 10x (XP) E) Cimentação de calcita macrocristalina em poro interpartícula 5x (//P) F) Cimentação de calcita macrocristalina em poro interpartícula 5 x (XP).....	328
Figura 130 –	Fotomicrografias Plug 10: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Bioclastos de ostracodes 5x (//P) D) Bioclastos de ostracodes 5x (XP) E) Cimentação de calcita blocosa em poro interpartícula 5x (//P) F) Cimentação de calcita blocosa em poro interpartícula 5 x (XP)	330
Figura 131 –	Fotomicrografias: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Cristais de calcita cobrindo grãos e cimentando poro interpartícula 10 x (//P) D) Cristais de calcita cobrindo grãos e cimentando poro interpartícula 10 x (XP) E) Detalhe da fábrica peloidal 5x (//P) F) Detalhe da fábrica peloidal 5x (XP).....	332
Figura 132 –	Fotomicrografias Plug 12: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Poro interpartícula 5x (//P) D) Poro interpartícula 5x (XP) E) Cimentação por calcita 10x (//P) F) Cimentação por calcita 10x (XP).....	334
Figura 133 –	Fotomicrografias Plug 13 : A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Bioclasto de ostracode 5x (//P) D) Bioclasto de ostracode 5x (XP) E) Cimentação por calcita blocosa 5x (//P) F) Cimentação por calcita blocosa 5x (XP).....	336
Figura 134 –	Fotomicrografias Plug 14: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Cimentação por calcita 5x (//P) D) Cimentação por calcita 5x (XP) E) Pelóides 2.5x (//P) F) Pelóides 2.5x (XP).....	338

Figura 135 – Fotomicrografias Plug 15: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Cimentação por calcita macrocristalina em poro interpartícula 2.5x (//P) D) Cimentação por calcita macrocristalina em poro interpartícula 2.5x (XP) E) Detalhe da cimentação blocosa de calcita 10x (//P) F) Detalhe da cimentação blocosa de calcita 10x (XP).....	340
Figura 136 – Fotomicrografias Plug 16: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Bioclastos de ostradoes 5x (//P) D) Bioclastos de ostracodes 5x (XP) E) Detalhe da cimentação de calcita macrocristalina 10x (//P) F) Detalhe da cimentação de calcita macrocristalina 10x (XP).....	342
Figura 137 – Fotomicrografias Plug 17: A) Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) B) Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) C) Veio preenchido por calcita 5x (//P) D) Veio preenchido por calcita 5x (XP) E) Bioclastos de ostracodes e bivalves 5x (//P) F) Bioclastos de ostracodes e bivalves 5x (XP).....	344
Figura 138 – Modelo 3D do volume analisado do plug 1. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	347
Figura 139 – Resultados de permeabilidade do Plug 1 em vermelho a representação do espaço poroso.....	347
Figura 140 – Resultados de permeabilidade do Plug 1, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	348
Figura 141– Imagens microtomográficas do Plug 1 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	349
Figura 142– Modelo 3D do volume analisado do plug 2. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	350
Figura 143 – Resultados de permeabilidade do Plug 2 em vermelho a representação do espaço poroso.....	350

Figura 144 – Resultados de permeabilidade do Plug 2, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.	351
Figura 145– Imagens microtomográficas do Plug 2 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	351
Figura 146– Modelo 3D do volume analisado do plug 3. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	352
Figura 147– Imagens microtomográficas do Plug 3 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	352
Figura 148 – Modelo 3D do volume analisado do plug 4. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	353
Figura 149 – Imagens microtomográficas do Plug 4 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	354
Figura 150 – Modelo 3D do volume analisado do plug 5. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	355
Figura 151 – Resultados de permeabilidade do Plug 5 em vermelho a representação do espaço poroso.....	355
Figura 152 – Resultados de permeabilidade do Plug 5, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	356
Figura 153 – Imagens microtomográficas do Plug 5 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	356
Figura 154 – Modelo 3D do volume analisado do plug 6. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	357
Figura 155 – Resultados de permeabilidade do Plug 6 em vermelho a representação do espaço poroso.....	357

Figura 156 – Resultados de permeabilidade do Plug 6, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	358
Figura 157 – Imagens microtomográficas do Plug 6 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	358
Figura 158 – Modelo 3D do volume analisado do plug 7. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	359
Figura 159 – Imagens microtomográficas do Plug 7 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	359
Figura 160 – Modelo 3D do volume analisado do plug 8. O espaço poroso aparece destacado em azul	360
Figura 161 – Resultados de permeabilidade do Plug 8 em vermelho a representação do espaço poroso.....	360
Figura 162 – Resultados de permeabilidade do Plug 8, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	361
Figura 163 – Imagens microtomográficas do Plug 8 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	361
Figura 164 – Modelo 3D do volume analisado do plug 9. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	362
Figura 165 – Resultados de permeabilidade do Plug 9 em vermelho a representação do espaço poroso.....	362
Figura 166– Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	363
Figura 167 – Imagens microtomográficas do Plug 9 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	364

Figura 168 – Modelo 3D do volume analisado do plug 10. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	365
Figura 169 – Imagens microtomográficas do Plug 10 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	366
Figura 170 – Modelo 3D do volume analisado do plug 11. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	367
Figura 171 – Imagens microtomográficas do Plug 11 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	368
Figura 172 – Modelo 3D do volume analisado do plug 12. O espaço poroso aparece destacado em azul Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	369
Figura 173 – Resultados de permeabilidade do Plug 12 em vermelho a representação do espaço poroso Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	370
Figura 174 – Resultados de permeabilidade do Plug 12, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	371
Figura 175 – Imagens microtomográficas do Plug 12 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	372
Figura 176 – Modelo 3D do volume analisado do plug 13. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	373

Figura 177 – Resultados de permeabilidade do Plug 13 em vermelho a representação do espaço poroso.....	374
Figura 178 – Resultados de permeabilidade do Plug 13, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	375
Figura 179 – Imagens microtomográficas do Plug 13 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	376
Figura 180 – Modelo 3D do volume analisado do plug 14. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	377
Figura 181 – Imagens microtomográficas do Plug 14 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	378
Figura 182 – Modelo 3D do volume analisado do plug 15. O espaço poroso aparece destacado em azul. Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	379
Figura 183 – Imagens microtomográficas do Plug 15 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	380
Figura 184 – Modelo 3D do volume analisado do plug 16. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	381
Figura 185 – Modelo 3D do volume analisado do plug 16 com material de alta densidade destacado pela cor branca.....	382
Figura 186 – Modelo 3D do volume analisado do plug 16 com material de alta densidade destacado pela cor branca e a porosidade destacado pela cor azul.....	388
Figura 187 – Imagens microtomográficas do Plug 16 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	384
Figura 188 – Modelo 3D do volume analisado do plug 15. O espaço poroso aparece destacado em azul.....	385

Figura 189 – Resultados de permeabilidade do Plug 17 em vermelho a representação do espaço poroso.....	386
Figura 190 – Resultados de permeabilidade do Plug 17, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.....	387
Figura 191 – Imagens microtomográficas do Plug 15 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.....	388
Figura 192 – Modelo digital tridimensional do Bloco utilizando LiDar.....	390
Figura 193 – Modelo 3-D do Bloco gerado pela triangulação de Delaunay, uma superfície 3-D é gerada conectando os pontos mais próximos para formar planos triangulares.....	390
Figura 194 – Modelo digital tridimensional do Bloco Interpretado.....	391
Figura 195 – Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 1 – Original e Pós Calibração.....	392
Figura 196 – Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 2 – Original e Pós Calibração.....	393
Figura 197 – Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 3 – Original e Pós Calibração.....	394
Figura 198 – Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 4 – Original e Pós Calibração.....	395
Figura 199 – Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 5 – Original e Pós Calibração.....	396
Figura 200 – Difrátômetros de raios X (XRD) Originais dos Plugs 6 e 7.....	397
Figura 201– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 8 – Original e Pós Calibração.....	398
Figura 202– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 9 – Original e Pós Calibração.....	399
Figura 203– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 10 – Original e Pós Calibração.....	400
Figura 204– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 11 – Original e Pós Calibração.....	401
Figura 205– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 12 – Original e Pós Calibração.....	402
Figura 206 – Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 13 – Original e Pós Calibração.....	403
Figura 207– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 14 – Original e Pós Calibração.....	404
Figura 208– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 15 – Original e Pós Calibração.....	405
Figura 209– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 16 – Original e Pós Calibração.....	406
Figura 210– Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 17 – Original e Pós Calibração.....	407

Figura 211 – Gráfico da resposta de pressão durante a injeção e o desvio para o Plugs 17 ^a (Packstone).....	408
Figura 212 – Interpretação do Gráfico de injeção de solução ácida HCL 15% até o instante de breakthrough.....	409
Figura 213 – Lâmina Delgada proveniente do Plug 4 onde foram efetuadas as análises d composição química das principais gerações de cimento observadas nos microfácies dos trombolitos em luz natural(A); luz polarizada(B); e fluorescência (C) e (D).....	410
Figura 214 – (A) Imagem eletrônica da área analisada corresponde estromatólito da Figura anterior . (B) Marcações em vermelho para visualização dos pontos bombardeados pelo feixe eletrônico.....	411

LISTA DE TABELA

Tabela 1 –	Parâmetros utilizados no equipamento Phoenix V tome x M fabricado pela Waygate Technologies.....	155
Tabela 2 –	Gamma-ray spectrometry results. The TOT symbol represents the total spectrum count and dose rate value in nGy/h. The K symbol represents the potassium (K) count and the K concentration in %. The U symbol represents the uranium (U) count and the U concentration in mg/kg. The Th symbol represents the thorium (Th) count and the Th concentration in mg/kg. The CC symbol represents the cosmic count. The DT symbol represents the dead time percentage.....	194
Tabela 3 –	Purbeck plugs routine petrophysical data. Total volume, density, permeabilities, and porosity values for each sample.....	196
Tabela 4 –	Purbeck plugs Stable Isotopes for $\delta^{13}\text{C}$ (‰) VPDB e o $\delta^{18}\text{O}$ (‰) VPDB.....	199
Tabela 5 –	Petrographic analysis of thin slices from Hard Cap Purbeck plugs.....	204
Tabela 6 –	Summary of the permeability and porosity variation values determined by the microCT analyses in the studied plugs.....	210
Tabela 7 –	Petrographic analysis of thin slices obtained from Hard Cap Purbeck plugs.	241
Tabela 8 –	Composição química Média de todas as gerações de cimento observadas nas microfácies nas lâminas delgadas provenientes dos plugs 4 e 5. Resultados obtidos com a microsonda eletrônica (EPMA). CONCENTRAÇÃO (Mol % carbonato).....	276
Tabela 9 –	Resultados antes e depois da estimulação ácida matricial.....	284
Tabela 10 –	Amostras de rochas carbonáticas.....	308
Tabela 11 –	Resultados quantitativos.....	345

Tabela 12– Resultados de microCT.....

388

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	40
2	OBJETIVOS E MOTIVAÇÃO	43
2.1	Estrutura e Organização	45
3	REVISÃO CONCEITUAL	46
3.1	Bacia de Wessex	46
3.2	Grupo Purbeck	54
3.3	Formação Lulworth - Membro Mupe	58
3.4	Análogo Parcial dos reservatórios do pré-sal do Atlântico Sul	62
4	ROCHAS CARBONÁTICA	69
4.1	Classificações Rochas Carbonática	69
4.2	Textura das rochas carbonáticas	75
4.3	Grãos carbonáticos	77
4.4	Matriz carbonática	79
4.5	Porosidade	79
4.6	Bioconstruções	82
4.7	Alterações pós-deposicionais – diagênese e hidrotermalismo	83
4.8	Micritização	84
4.9	Cimentação	84
4.10	Compactação	87
4.11	Dissolução	89
4.12	Silicificação	89
4.13	Dolomitização	89
4.14	Diagênese em ambiente marinho-raso	91
4.15	Diagênese em ambiente meteórico	93
4.16	Diagênese em ambiente de subsuperfície	96
4.17	Sedimentação carbonática em contexto lacustre	97

4.18	Microbialitos	99
4.19	Trombolitos	101
4.20	Trombolitos “Purbeckiano”	104
5	MATERIAL E MÉTODOS	109
5.1	Testemunhagem	113
5.2	Preparação das Amostras	114
5.3	Digitalização dos testemunhos	116
5.4	Petrofísica	117
5.5	Petrografia	123
5.6	Catodoluminescência	126
5.7	Microscopia eletrônica de varredura – MEV	134
5.8	Análises isotópicas de carbono e oxigênio	136
5.9	Microsonda eletrônica (electron microprobe analysis - EPMA)	142
5.10	Difração de Raios-X	143
5.11	Microtomografia de raios X μCT	144
5.12	LiDAR (Light Detection and Ranging)	155
5.13	Estimulação Ácida Em Matriz Carbonática	158
6	TRABALHO DE CAMPO	159
6.1	Bowers Quarry in Portland	161
6.2	God Nore (Costa leste da Ilha de Portland)	162
6.3	Discussão 1: Estratigrafia, fácies, texturas	163
6.4	Discussão 2: Morfologia e distribuição dos mounds	165
6.5	Baía de Lulworth (Lulworth Cove viewpoint)	167
6.6	Fossil Forest	169
6.7	Discussão 4: - Presença de evaporitos acamados	174
6.8	Mupe Bay	175
6.9	Discussão 5: identificação de brechas acima das camadas evaporíticas	176
7	RESULTADOS E DISCUSSÃO	177

7.1	MULTI-SCALE CHARACTERIZATION FROM THE HARD CAP, MUPE MEMBER, LOWER PURBECK LIMESTONE GROUP, WESSEX BASIN, DORSET, UK.....	178
7.1.1	<u>Introduction.....</u>	179
7.1.2	<u>Geologic Setting.....</u>	184
7.1.3	<u>Results and Discussion.....</u>	192
7.1.4	<u>Conclusion.....</u>	222
7.1.5	<u>Acknowledgments.....</u>	224
7.1.6	<u>Declaration Of Competing Interest.....</u>	224
7.1.7	<u>References.....</u>	225
7.2	POROSITY ORIGIN AND PALEOCONTROLS IN THE MUPE MEMBER HARD CAP FROM THE LOWER PURBECK LIMESTONE GROUP, WESSEX BASIN, DORSET, UK.....	229
7.2.1	<u>Introduction.....</u>	230
7.2.2	<u>Material and Methods.....</u>	232
7.2.3	<u>Geological Setting.....</u>	234
7.2.4	<u>Mupe Member - Lower Purbeck Limestone Group.....</u>	238
7.2.5	<u>Results and Discussion.....</u>	240
7.2.6	<u>Conclusions.....</u>	260
7.2.7	<u>Acknowledgments.....</u>	263
7.2.8	<u>Declaration of Competing Interest.....</u>	263
7.2.9	<u>References.....</u>	263
8	RESULTADOS COMPLEMENTARES: ANÁLISES ADICIONAIS E ACHADOS RELEVANTES.....	273
8.1	Escaneamento LiDAR (Light Detection and Ranging)	273
8.2	Microsonda eletrônica (electron microprobe analysis - EPMA)	275
8.3	Difração de Raios-X.....	277
8.4	Petrofísica.....	280

8.5	Estimulação Ácida Em Matriz Carbonática.....	282
9	DISCUSSÃO.....	288
10	CONCLUSÕES.....	294
	REFERÊNCIAS.....	299
	APÊNDICE.....	308

1 INTRODUÇÃO

Mais de 60% do petróleo mundial e 40% das reservas de gás do mundo são mantidos em reservatórios carbonáticos. Os carbonatos acumulam-se predominantemente através do crescimento *in situ* e destruição de organismos, com transporte em distâncias relativamente curtas. A natureza da deposição de carbonato, juntamente com as mudanças evolutivas na biota e na mineralogia primária, resulta no desenvolvimento de fácies que podem exibir propriedades altamente variáveis (AGUILERA, 1995).

Os carbonatos não marinhos são um grupo diversificado de rochas sedimentares formadas em vários ambientes, incluindo lagos, rios, cavernas e solos. Apesar de sua abundância e importância, os carbonatos não marinhos receberam relativamente pouca atenção em comparação com seus equivalentes marinhos (CAPEZZUOLI et al., 2022). A descoberta do prolífico campo ultra profundo do pré-sal no Brasil, juntamente com descobertas significativas na China, levou a um interesse científico significativo em rochas carbonáticas localizadas em ambientes de *rift* não marinhos.

A interpretação da ocorrência, formação e importância dos carbonatos não marinhos é essencial para uma compreensão abrangente dos reservatórios carbonáticos. Os sedimentos carbonáticos são propensos a alterações diagenéticas rápidas e generalizadas que modificam a mineralogia das rochas carbonáticas e os processos de cimentação e dissolução da estrutura dos poros, em particular, modificando continuamente as estruturas dos poros para criar ou destruir a porosidade (EBERLI et al., 2003).

Uma revisão da literatura revelou que os carbonatos não marinhos são um grupo diversificado de rochas sedimentares formadas em vários ambientes, incluindo lagos, rios, cavernas e solos (CAPEZZUOLI e SWENNEN, 2017; CAPEZZUOLI et al., 2022). Os tipos mais comuns de carbonatos não marinhos são travertinos, tufa, solos calcários e calcretes (JONES e RENAUT 1995). A formação de carbonatos não marinhos é controlada principalmente por processos químicos e biológicos complexos, incluindo precipitação, dissolução e atividade microbiana (CAPEZZUOLI e SWENNEN, 2017).

As complexas, heterogêneas e deformadas estruturas de poros do referido campo do pré-sal no Brasil tornam as caracterizações petrofísicas e avaliações das formações um desafio para a Indústria do Petróleo (AHR, 2008). Os carbonatos do pré-sal brasileiro não são totalmente compreendidos de várias perspectivas, incluindo petrofísica, fácies, diagênese e geologia estrutural. Além disso, o acesso às rochas carbonáticas do pré-sal brasileiro é difícil e alto custo de extração. Por conta disso, as utilizações de rochas analógicas são essenciais para entender o crescimento, as fácies e as propriedades petrofísicas desses carbonatos.

O Grupo de Calcários Purbeck (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior) exposto em Dorset é considerado um análogo parcial em relação a alguns aspectos do reservatório carbonático do pré-sal do Atlântico Sul, pois ambos os depósitos têm aproximadamente a mesma idade, apresentando configuração tectônica e evolução da bacia semelhantes (ambos são pré - sal) e fácies de monte microbiano poroso (GALLOIS e BOSENCE, 2017). Os carbonatos da Formação Lower Purbeck compreendem microbialitos (trombolitos e estromatólitos) com padrões de crescimento incomuns (MUNIZ e BOSENCE, 2015). No geral, o carbonato Purbeck inferior é um análogo parcial útil para alguns aspectos dos reservatórios carbonáticos do pré-sal brasileiro devido às suas semelhanças em idade, configuração tectônica e evolução da bacia. Com base nos resultados da pesquisa fornecidos por Gallois e Bosence 2017, os pontos potenciais a serem considerados ao usar o calcário Purbeck inferior como um análogo parcial do carbonato do pré-sal do Atlântico Sul:

- a) Ambiente deposicional: Os carbonatos de Purbeck inferior foram depositados em um ambiente não marinho raso, de baixa energia e protegido da ação das ondas. Da mesma forma, os reservatórios carbonáticos do pré-sal foram depositados em um ambiente não marinho raso, relativamente calmo e protegido do oceano aberto.
- b) Litologia: O Purbeck inferior é uma rocha carbonática que contém uma variedade de fácies, incluindo mudstones, wackestones, packstones e grainstones. Da mesma forma, os reservatórios carbonáticos do pré-sal são

compostos por diferentes fácies carbonáticas, incluindo mudstones, wackestones, packstones e grainstones.

- c) **Matéria orgânica:** O carbonato Purbeck inferior contém matéria orgânica, que pode fornecer informações sobre a maturação térmica e a diagênese das rochas. Da mesma forma, os reservatórios carbonáticos do Pré-sal também contém matéria orgânica, o que pode afetar a porosidade e a permeabilidade das rochas.
- d) **Diagênese:** O carbonato Purbeck inferior passou por extensa diagênese, incluindo compactação e cimentação. Da mesma forma, os reservatórios carbonáticos do Pré-sal passaram por significativa diagênese, incluindo cimentação e fraturamento.
- e) **Propriedades do reservatório:** O carbonato Purbeck inferior tem diferentes faixas de permeabilidade e porosidade, o que pode torná-lo um análogo útil para os reservatórios carbonáticos do Pré-sal, que também possuem permeabilidade e porosidade variáveis.

Ao considerar esses e outros fatores, os pesquisadores podem usar o calcário Purbeck inferior como um análogo parcial para os reservatórios carbonáticos do pré-sal, fornecendo informações valiosas sobre o ambiente deposicional, litologia, diagênese e propriedades do dessas importantes formações geológicas. Este estudo oferece uma excelente oportunidade para aprofundar o conhecimento sobre as respostas petrofísicas e sua associação com diferentes fácies para avaliar e caracterizar carbonatos microbianos com mais precisão e pretende ser um contributo para uma melhor compreensão dos fatores que afetam a variação da porosidade em rochas microbianas carbonáticas com base em resultados de técnicas de ponta— incluindo petrologia óptica e de fluorescência, catodoluminescência (CL), microscopia eletrônica de varredura-espectroscopia dispersiva de energia (SEMEDS), microanálise de sonda eletrônica (EPMA), isótopos estáveis de carbono-oxigênio (CO) de amostras dos carbonatos de Purbeck.e análises de microtomografia de raios-X não destrutivos (microCT) para avaliações digitais de rochas.

2 OBJETIVOS E MOTIVAÇÃO

A complexa estrutura de poros, heterogeneamente distribuída e deformada, torna a caracterização petrofísica e a avaliação da formação desse reservatório um desafio na indústria de petróleo (AHR, 2008). Um fato relevante é que existe um acesso bastante difícil às rochas carbonáticas do pré-sal brasileiras para esse tipo de estudo, por esse motivo as rochas analógicas são fundamentais para entender seu crescimento, fácies e mineralogia.

As principais motivações são: a grande heterogeneidade dos carbonatos microbiais; complexo sistema deposicional e pós deposicional com conseqüente imprecisão na caracterização do reservatório e a dificuldade de acesso a rochas do pré-sal que contenham a variação espacial inerente dos carbonatos. A definição do ambiente diagenético e os processos diagenéticos tardios que afetaram a porosidade das camadas Hard Cap foi a principal motivação do presente trabalho, não só para verificar as hipóteses expostas em outros trabalhos, mas como modelo análogo que possa servir para estudos futuros em rochas carbonáticas das outras bacias em contextos geológicos semelhantes.

Compreender a formação e a composição dos microbialitos, mais especificamente os trombólitos, pode fornecer informações sobre a evolução desse reservatório desafiador. Estudos recentes aplicaram caracterizações em várias escalas para entender melhor os trombólitos. Por exemplo, os estudos conduzidos por Boomer e Slipper (2003) e Liu et al., (2017) empregou a caracterização multiescala, uma ferramenta poderosa para investigar a complexa estrutura e composição de materiais geológicos. Esta técnica envolve a aplicação de várias técnicas analíticas para investigar materiais em diferentes escalas.

Estudos de afloramentos dos estratos do Grupo Purbeck Limestone inferior do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (Tithoniano) ao longo da costa sul da Inglaterra na área da Ilha de Portland/Lulworth/Worbarrow Bay (Figura 1) revelaram uma sucessão distinta de carbonatos, folhelhos calcários e margas. Esses estratos têm até 120 m de espessura em terra (WEST, 1975; CLEMENTS, 1993) e mais de 200 m de espessura no mar (UNDERHILL, 2002) e contêm diversos conjuntos de fósseis que às vezes indicam condições de deposição, muitas vezes

salobras ou hipersalinas e, ocasionalmente, totalmente marinhas (BATTEN, 2002; CORAM e RADLEY, 2021).

Os resultados deste estudo forneceram uma melhor compreensão da história geológica e das propriedades petrofísicas das fácies Hard Caps do Membro Mupe, pois as metodologias aplicadas podem ser usadas para melhorar a caracterização do reservatório e a exploração de hidrocarbonetos em configurações geológicas semelhantes. Os dados utilizados no desenvolvimento desta pesquisa foram extraídos a partir de testemunhos e amostras do bloco da Formação Purbeck (cedidos pela Baker Hughes do Brasil) onde foram realizadas análises em diferentes escalas com os seguintes objetivos:

- a) Caracterizar a mineralogia e a textura do Hard Cap Estudos petrográficos detalhados para análise de textura e diagênese (Lâmina delgadas); incluindo a análise com catodoluminescência) e análises com microscopia eletrônica de varredura (MEV);
- b) Determinar a porosidade e permeabilidade do Hard Cap usando medições laboratoriais de porosidade e permeabilidade;
- c) Avaliar o impacto da mineralogia e textura nas propriedades petrofísicas do Hard Cap, incluindo a interpretação e análise dos registros de raios gama espectral para determinar o ambiente de deposição das amostras e suas relações Th/U;
- d) Caracterizar a estrutura interna e a morfologia dos trombólitos usando microtomografia de raios X de alta resolução e avaliar o potencial da microtomografia de raios X como ferramenta para caracterização de trombólitos;
- e) Analisar isótopos estáveis de carbono e oxigênio para determinar o ambiente deposicional e as histórias de alteração diagenética de amostras de calcário. Uma segunda análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio foi realizada para avaliar múltiplos estágios de elementos diagenéticos. Fases deposicionais e diagenéticas discretas foram micro amostradas de lâmina delgada usando um sistema de perfuração montado em microscópio disponível

na Universidade Complutense de Madri. A micro amostragem detalhada de diversas áreas deposicionais e diagenéticas variou de 300 a 500 mm de diâmetro, resultando em amostras de carbonato em pó de 100–150 mg;

- f) Caracterização mineralógica: Difração de raios X. Identificação de minerais;
- g) Microsonda eletrônica (electron microprobe analysis - EPMA) - Esta técnica fornece informação qualitativa e quantitativa na análise elementar para volumes micrométricos na superfície dos materiais;
- h) O uso de sistemas lidar (Light Detection and Ranging) para escaneamento 3D do bloco e afloramento para o entendimento da heterogeneidade dos reservatórios carbonatos microbiais;
- i) Estudar a relação entre as propriedades micro, meso e macro e modelos usando a microtomografia; Comparação da porosidade moldica, porosidade intercrystalina / interpartícula. A comparação entre testemunhos, lâmina delgadas e análise micro-CT;
- j) Interpretação paleoambiental e Análise estratigráfica de alta resolução do bloco;
- k) Acidificação Matricial nas Fácies de menor permeabilidade do Bloco estudado;

2.1 Estrutura e Organização

Esta tese de doutorado está organizada em capítulos de forma a melhor desenvolver uma discussão sobre os resultados encontrados nos estudos integrados de dados microtomográficos, petrográficos, geoquímicos e petrofísicos de amostras do bloco das fácies Hard Cap, Membro Mupe, Grupo Purbeck, com o objetivo de melhor entender esses reservatórios desafiadores.

A tese de Doutorado encontra-se estruturada e organizada com uma introdução geral (Capítulo 1), seguido por uma revisão conceitual sobre a geologia regional da Bacia de Wessex com foco no Grupo Purbeck, principalmente no Membro Mupe. No Capítulo 2 é realizado um

breve resumo da evolução tectônica e das subdivisões estratigráficas existente no Grupo Purbeck. O Capítulo 3 é referente a uma breve revisão das rochas carbonáticas, com ênfase nos carbonatos não marinhos. Capítulo 4 é referente aos materiais e métodos utilizados, durante a realização dessa pesquisa de doutorado.

No Capítulo 5, são apresentados os resultados obtidos nesta tese. A apresentação está de acordo com a prática moderna de se formatar trabalhos enviados para a publicação. Desta maneira, o capítulo foi dividido por meio da inclusão de um artigo escrito na língua inglesa e publicado no *Journal of Sedimentary Environments (JSE)*, no geral, este artigo fornece informações importantes e uma melhor compreensão da história geológica e das propriedades petrofísicas das fácies Hard Caps do Membro Mupe. Um segundo artigo escrito na língua inglesa e submetido (em etapa de revisão) ao *Journal of Iberian Geology* sobre a origem da porosidade do Mupe Member Hard Cap e os paleocontroles que influenciaram seu desenvolvimento.

Já no Capítulo 6 é apresentada uma síntese dos resultados obtidos nesta tese e adicionalmente referente ao processo de estimulação ácida em matriz carbonática nas fácies menos permeáveis do Hard Cap. E no Capítulo final, 7, encontra-se uma conclusão geral, apresentados as discussões e considerações finais referentes aos estudos apresentados nesta tese. E, por fim, são apresentadas as referências bibliográficas e os apêndices utilizados na elaboração desta tese.

3 REVISÃO CONCEITUAL

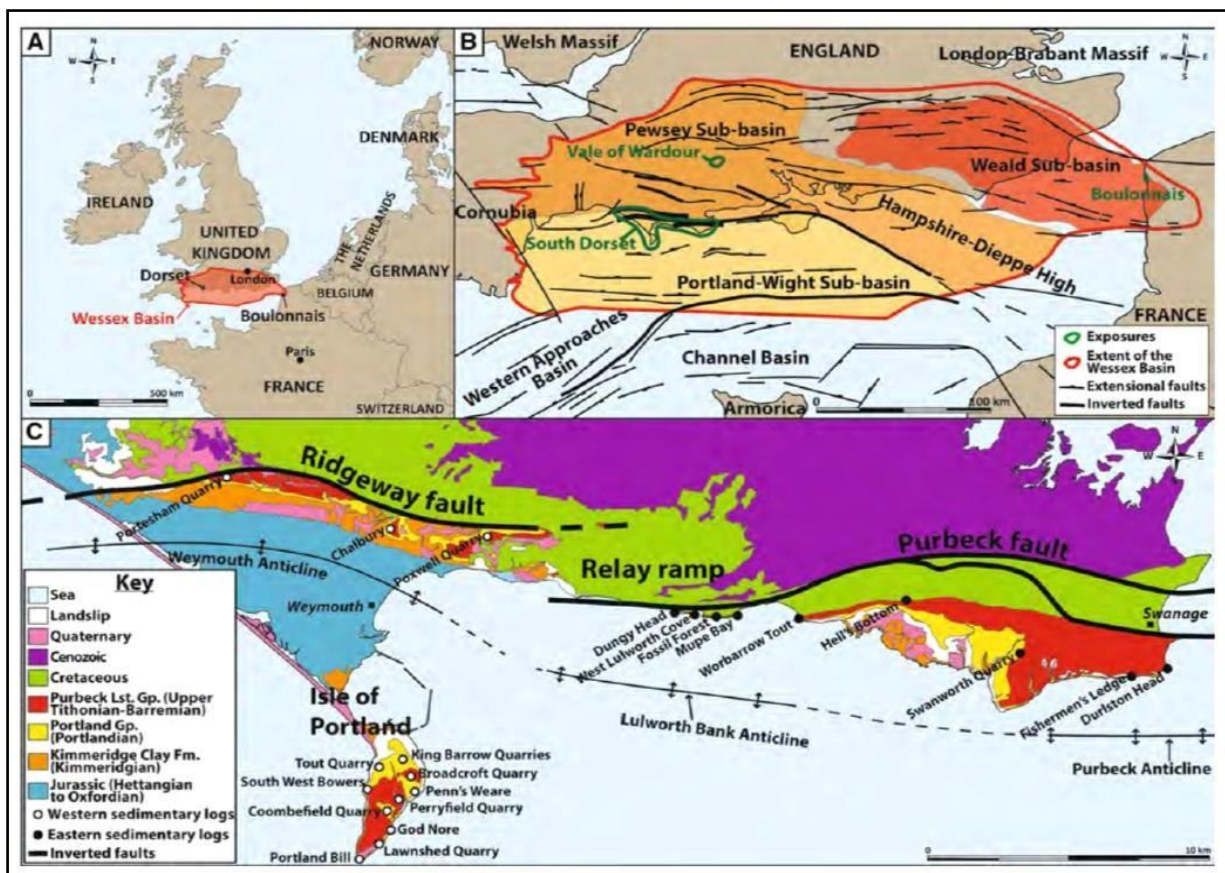
3.1 Bacia de Wessex

A Bacia de Wessex, localizada no sul do Reino Unido, está inserida em um contexto geológico regional complexo, que desempenhou um papel fundamental na sua evolução. Neste capítulo, revisaremos a estrutura tectônica da região e a paleogeografia associada, destacando os principais eventos e processos geológicos que moldaram a bacia ao longo do tempo. Esta

bacia é considerada uma sub-bacia extensional de um sistema muito maior de sistemas intracratônicos (ZIEGLER, 1982; UNDERHILL e STONELEY, 1998). A região da Bacia de Wessex está situada em um contexto geológico influenciado por importantes eventos tectônicos. Durante o período Paleozoico, ocorreram movimentos tectônicos significativos relacionados à abertura e fechamento de oceanos, além da colisão de continentes. Esses eventos tectônicos antigos deixaram uma marca duradoura na estrutura da região. A principal característica estrutural da área é a presença de falhas e dobras associadas à tectônica compressional do final do Cretáceo e início do Terciário. A falha Variscana, por exemplo, desempenhou um papel importante na criação de um lineamento estrutural fundamental na região, influenciando a geometria da bacia e a distribuição das unidades estratigráficas (UNDERHILL e STONELEY, 1998).

Além disso, a presença de falhas transcorrentes e falhas normais podem ser observada em várias partes da bacia. Essas falhas foram formadas como resultado de eventos tectônicos posteriores, como a extensão na região do Mar do Norte durante o Cenozoico. Esses eventos tectônicos mais recentes contribuíram para a configuração atual da bacia e influenciaram a deposição e a preservação das camadas estratigráficas (UNDERHILL e STONELEY, 1998). O grupo Purbeck foi depositado durante o estágio mais recente da fase Syn-Rift da bacia de Wessex. Embora as características tectônicas sin-deposicionais estejam muito bem documentadas para todos os depósitos jurássicos, nenhuma evidência clara ainda foi documentada para movimentos tectônicos durante a deposição dos estratos de Purbeck.

Figura 1. Localização da bacia Wassex e enquadramento geológico. A grupo de calcário Purbeck Exposta no Reino Unido e na França. B - Mapa estrutural do Canal e Bacias e sub-bacias de Wessex. As linhas grossas identificam o Mesozóico falhas extensionais invertidas durante a orogenia alpina. C mapa geológico do Sul Dorset com falhas inversas (linhas pretas em negrito) (GALLOIS et al., 2018).



Fonte: O autor, 2023.

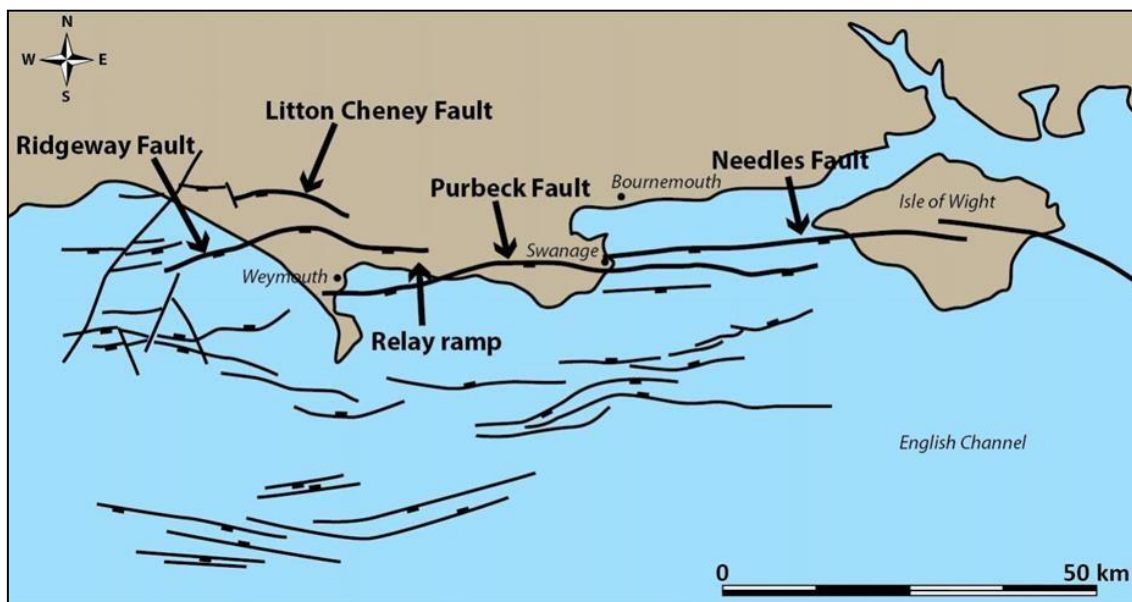
A Bacia de Wessex foi formada durante o final do Permiano e evoluiu durante eventos tectônicos extensionais e de compressão subsequentes que ocorreram no Mesozóico e Terciário (Butler 1998; Hawkes et al., 1998; UNDERHILL e STONELEY, 1998). É uma província de hidrocarbonetos estabelecida (UNDERHILL e STONELEY, 1998) e vários estudos descreveram a evolução geológica da Bacia de Wessex e do Grupo Purbeck por mais de 200 anos (WOODWARD, 1895; WEBSTER, 1826; PUGH, 1968; ANDERSON, 1971; WEST,

1975; FRANCIS, 1982; 1984; PERRY, 1994; HORNE et al., 2002; UNDERHILL e STONELEY, 1998; UNDERHILL, 2002; GALLOIS, 2016; BOSENCE e GALLOIS 2022).

A Bacia de Wessex é uma sub-bacia estendida dentro de um sistema intracratônico maior de bacias Mesozóicas cobrindo grande parte do noroeste da Europa (ZIEGLER, 1990; UNDERHILL; STONELEY, 1998), que foi transformada pela compressão norte-sul durante o Cenozóico. A extensão inicial da Bacia de Wessex foi compilada a partir de dados de afloramento e subsuperfície (LAKE, 1985; COPE, 1980; UNDERHILL, 2002), indicando conexões oceânicas ocasionais para o sudoeste e nordeste (COPE et al., 1999). A Bacia de Wessex compreende três sub-bacias, nomeadamente a Portland-Wight a sudoeste, a Pewsey a noroeste e a Weald a leste.

O Mapa estrutural da margem oeste da Bacia de Wessex mostrando as principais falhas extensionais que afetaram depósitos jurássicos (Figura 2).

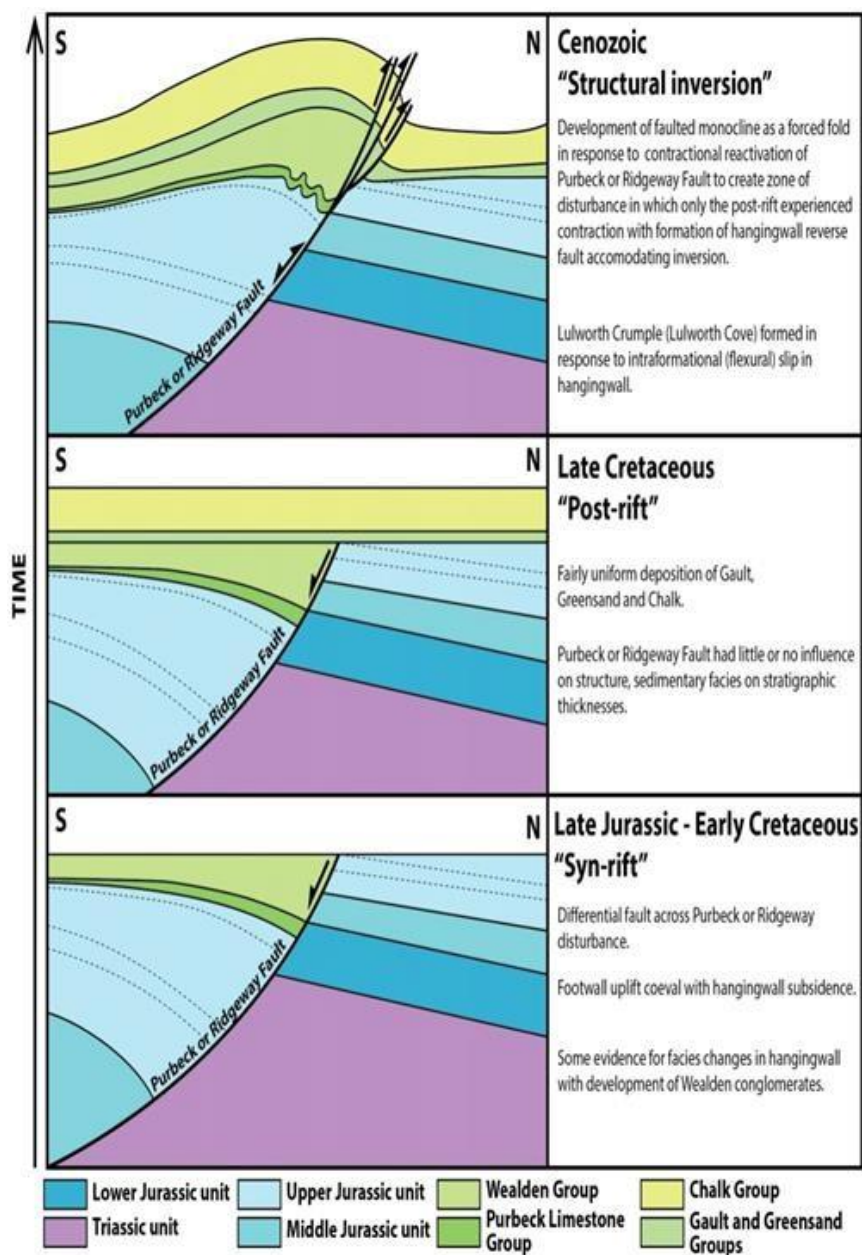
Figura 2. Mapa estrutural da margem oeste da Bacia de Wessex mostrando as principais falhas extensionais que afetaram depósitos jurássicos.



Fonte: O autor, 2023.

Duas importantes falhas extensionais foram posteriormente invertidas, são identificadas no Sul de Dorset; a falha de Purbeck, a leste, e a falha de Ridgeway ou Abbotsbury-Ridgeway, a oeste. A falha de Ridgeway tem cerca de 4 km de comprimento, curvilínea e enraizada em depósitos de sal. A falha de Purbeck é muito mais longa (cerca de 60 km), terminando sua expressão em terra na ilha de Wight e compreende várias falhas subplanares em échelon (como a falha de Needles, Fig. 2) que cortam o embasamento (BUTLER, 1998; BARTON et al., 2011). Esses dois sistemas de falhas são interligados por uma área de rampas de revezamento (relay ramp) na parte central da área de estudo. Sua natureza sin-deposicional no Jurássico foi interpretada com base no aumento da espessura das unidades litoestratigráficas em direção às falhas do que nos blocos rebatidos (lapa). Após a fase de sincronização ou antes da deposição da Formação Gault, ocorreu uma fase de erosão, criando uma inconformidade que atingia localmente os depósitos do Permiano (Fig. 3; BUTLER, 1998; UNDERHILL e STONELEY, 1998). A fase pós-rifte da evolução da bacia começou com a deposição da Formação Gault e continuou no Grupo Chalk (Fig. 3; BUTLER, 1998; UNDERHILL e STONELEY, 1998). A inversão das falhas extensional foi interpretada a partir da reativação das falhas em falhas reversas e a formação de linhas anticlinais nos blocos da Capa de cada falha como a Anticlinal Weymouth ao sul da falha de Ridgeway e a anticlinal Lulworth Bank e a anticlinal de Purbeck ao sul da falha de Purbeck (Fig. 3; CHADWICK, 1993; HARVEY e STEWART, 1998; SMITH e HATTON, 1998; UNDERHILL e PATERSON, 1998).

Figura 3. Esboço de seções transversais norte-sul mostrando a evolução estrutural das falhas de Purbeck e Ridgeway, redesenhadas após Underhill e Paterson (1998).



Fonte: O autor, 2023.

A deposição na Bacia de Wessex é registrada desde o Permiano, até o Cenozóico, onde ocorrem depósitos na sucessora, Bacia de Hampshire, seguindo a inversão Cenozóica (Fig. 3) UNDERHILL e STONELEY, 1998). A evolução da bacia pode ser deduzida a partir de

configurações tectônicas e deposicionais registradas nestas rochas sedimentares. Underhill e Stoneley (1998) definiram três megasequências; as megasequências do Permiano-Cretáceo Inferior, Cretáceo Superior e Terciário (Fig. 4). A megasequência Permiano-Cretáceo Inferior corresponde à fase sin-rifte da Bacia de Wessex e é delimitada pelas discordâncias Varisca na base e pela discordância Intra Aptiano-Albiana no topo (Fig. 4). Esta fase sin-rift é controlada por falhas e acomodada por subsidência flexural regional (BARTON et al., 2011). A megasequência do Cretáceo Superior corresponde à fase pós-rifte da Bacia de Wessex e é delimitada pelas discordâncias Intra Albiano-Aptiana na base e uma discordância do Cretáceo Superior no topo (Fig. 4). Esta fase pós-rifte é controlada pela subsidência flexural regional devido à expansão ativa do fundo do mar na área do Mar do Norte (BARTON et al., 2011). A megasequência Cenozóica corresponde à fase de Inversão Alpina da Bacia de Wessex e é delimitada por uma discordância do Cretáceo Superior na base (a metade superior do Oligoceno e do Neógeno não estão presentes na Bacia de Wessex, Fig. 4). Esta fase de inversão deve-se à colisão distante das placas africana e europeia invertendo estruturas extensionais mesozóicas; (BARTON et al., 2011).

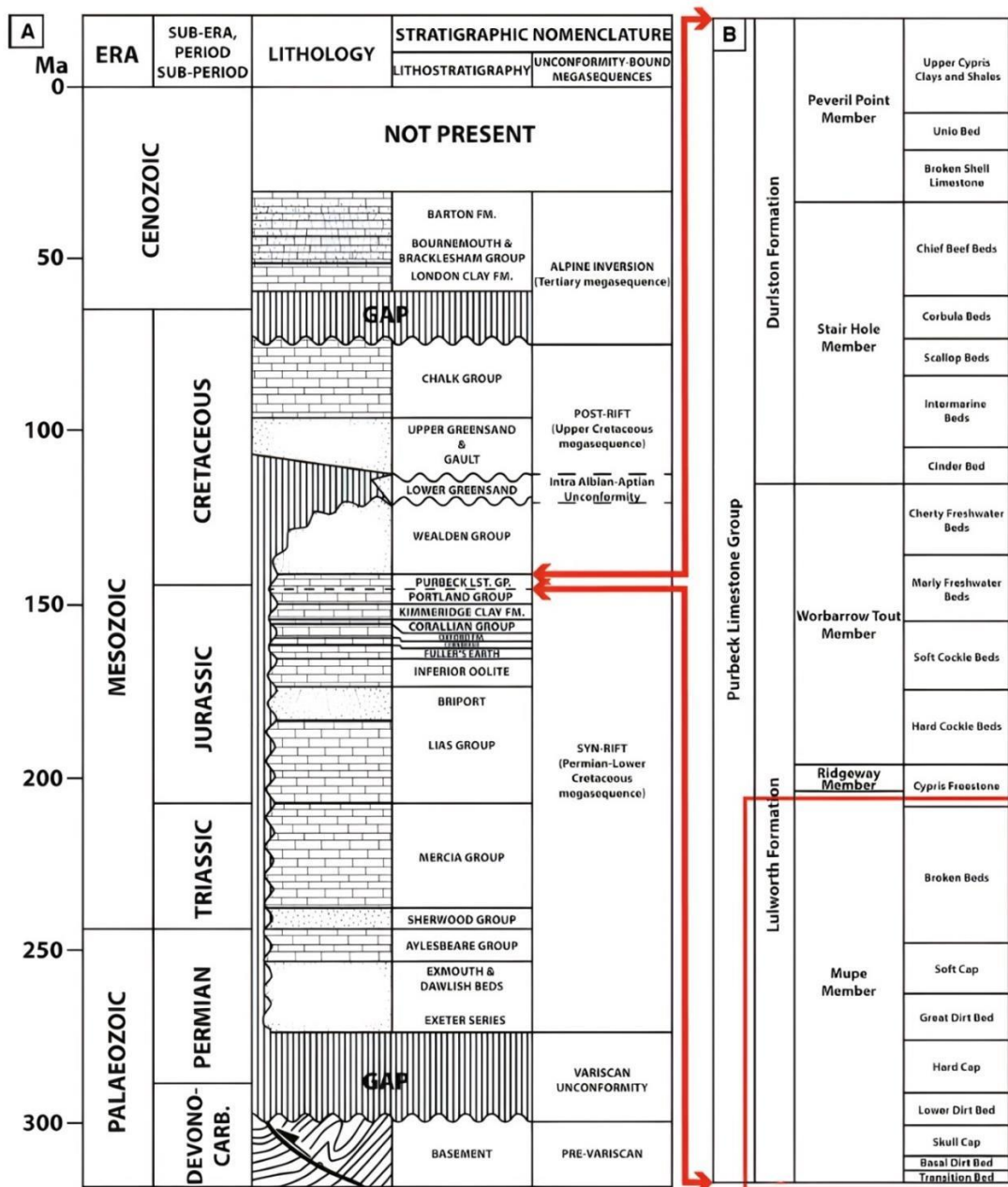
A paleogeografia desempenhou um papel fundamental na evolução da Bacia de Wessex ao longo do tempo. Durante o Jurássico e o Cretáceo Inferior, a região da bacia estava coberta por um mar raso, que proporcionou condições favoráveis para a deposição de uma sucessão de sedimentos marinhos. A interação entre processos de subsidência tectônica e variações do nível do mar contribuiu para a formação e preservação dessas camadas sedimentares.

No final do Cretáceo, a região experimentou uma fase de compressão tectônica, que levou à deformação das camadas sedimentares existentes. A compressão tectônica resultou na formação de dobras e falhas, afetando a geometria das unidades estratigráficas e influenciando a distribuição da porosidade e permeabilidade.

Além disso, as mudanças na paleogeografia relacionadas à elevação e subsidência da área circundante, como resultado de processos tectônicos e eustáticos, também desempenharam um papel importante na distribuição das facies sedimentares na bacia. Essas variações

paleogeográficas tiveram impacto na deposição dos diferentes tipos de sedimentos ao longo do tempo geológico.

Figura 4. Divisões estratigráficas da Bacia de Wessex: (a) Estratigrafia da Bacia de Wessex (GALLOIS, 2016, modificado após Underhill e Stoneley (1998)); (b) estratigrafia detalhada do Purbeck Limestone Group.



Fonte: GALLOIS, 2016.

Ao longo de sua história, a Bacia de Wessex experimentou variações significativas na paleogeografia, relacionadas à elevação e subsidência da região circundante. Essas variações foram influenciadas por processos tectônicos regionais e mudanças globais do nível do mar.

A elevação tectônica da região adjacente à bacia resultou em maior erosão e transporte de sedimentos para a bacia, contribuindo para a deposição de camadas mais espessas. Por outro lado, períodos de subsidência resultaram na inundação da bacia por águas marinhas rasas, favorecendo a deposição de sedimentos carbonáticos e a formação de recifes.

Essas variações paleogeográficas tiveram um papel importante na distribuição das facies sedimentares dentro da bacia. A combinação de mudanças tectônicas e variações do nível do mar resultou em uma variedade de ambientes deposicionais, incluindo ambientes marinhos rasos, áreas de plataforma continental e zonas de margem continental.

3.2 Grupo Purbeck

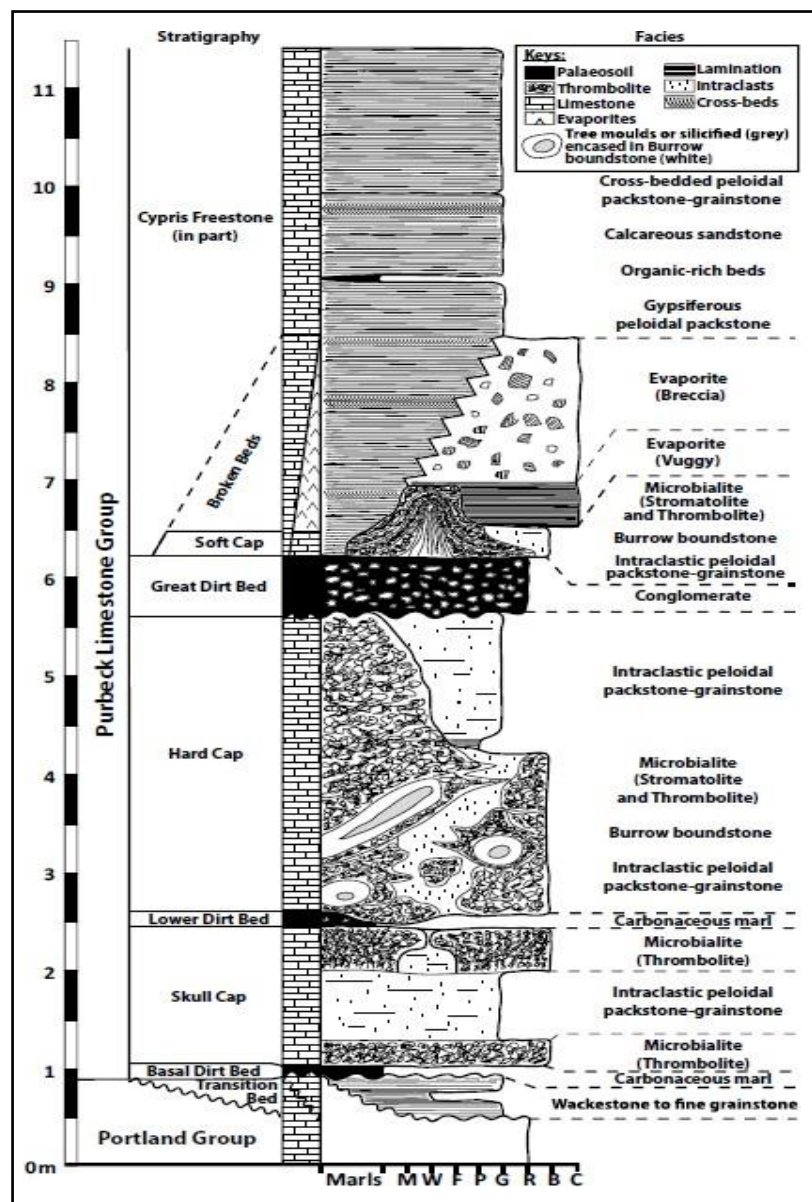
O Grupo Purbeck está na megasequência syn-rift da Bacia de Wessex (UNDERHILL; STONELEY, 1998). Composto por carbonatos não marinho, evaporitos, e facies de paleosolos (WEST, 1975; BOSENCE, 1987; PERRY, 1994). O grupo Purbeck é particularmente bem exposto ao longo da costa sul de Dorset, que faz parte do Patrimônio Mundial da Costa Jurássica. Ao longo de quase 200 anos, os depósitos não-marinhos do grupo Purbeck têm sido estudados. A maioria dos artigos focado nas partes médias e superiores do grupo que são bem expostos em Durlston Bay (por exemplo, WIMBLEDON e HUNT, 1983; CLEMENTS, 1993; HORNE, 2004; RIBOULLEAU et al., 2007). Os detalhes da parte inferior do membro Mupe, que inclui os “Caps”, “Dirt Beds”, “Broken Beds” e o “Cypris Freestone” criado por escritores anteriores (AUSTEN, 1852; ARKELL, 1933; HOUSE, 1969; Clements 1993), têm sido menos estudos sobre (WESTHEAD e MATHER, 1996). Como exceções notáveis incluem o Ocidente (1975, 1979) e Francisco (1982, 1983, 1984, 1986). E mais recentemente Gallois (2016).

O Grupo Purbeck compreende o Jurássico Superior carbonato não marinho do Cretáceo Inferior, evaporitos e fácies paleosoil (WEST, 1975; BOSENCE, 1987; PERRY, 1994), com 119 m de espessura na seção típica. A fauna lagunar e lacustre com vertebrados de origem continental contrasta com as faunas marinhas do Jurássico subjacente. A parte basal da Formação Purbeck é Jurássica e a maior parte do Cretáceo Inferior, Berriasiana. É a consequência de uma grande regressão no final do Período Jurássico. A fácies argilosas de Kimmeridge são evidências de um ambiente marinho, através das areias de Portland até os oólitos encontrados na Portland Rock. A extensa área rasa de areias carbonáticas em condições climáticas mediterrâneas quentes tornou-se restrita ao mar aberto. A grande lagoa era tão rasa que o chão era frequentemente exposto para produzir rachaduras de dessecação e para preservar pegadas de dinossauros. Às vezes, a superfície continha crostas salinas no verão seco, muitas vezes prendendo insetos e restos de plantas; em outras ocasiões, uma exposição maior resultou na formação de paleossolos, os leitos palustres encontrados na formação Purbeck. As árvores coníferas que cresciam nesses locais eram "conservadas" em salmoura hipersalina e depois silicificadas. Os níveis de água aumentaram com o influxo de água marinha de uma distância considerável, mas a profundidade raramente ultrapassava cerca de um metro, de modo que camadas delgadas foram formadas pelo enchimento da lagoa e a próxima fase de exposição. Esse ambiente especial, tão próximo ao nível do mar, às vezes acumulava leitos de conchas nas águas rasas; em outras ocasiões, havia estromatólitos, evaporitos e sedimentos de argila. Ambientes de água doce ocorreram quando a restrição do mar era maior. Estes moluscos de água doce preservados, ostracodes e carófitas. Os dinossauros e os primeiros mamíferos viveram em áreas adjacentes a estes afloramentos e seus fósseis são encontrados nos sedimentos.

A Formação Purbeck tem cerca de 119 m de espessura na seção-tipo da Baía de Durlston, Swanage. A alternância em camadas finas de calcário e folhelhos ou margas é uma característica geral. Observa-se muitas flutuações rápidas de salinidade, sendo as principais em uma escala de cerca de meio metro a um metro, e oscilações menores em uma escala de alguns centímetros. Embora não seja simplesmente interpretado, as flutuações de salinidade têm

alguma relação com as rápidas mudanças litológicas. Sobreposto a isto, no entanto, uma mudança progressiva de estratos de origem hipersalina com evaporitos na parte inferior para estratos alternados de água doce, salobra e marinha na parte média para água predominantemente doce com influxo de clásticos derivados da terra e presença de óxidos de ferro na parte superior. Depósitos de conchas de água salobra (de *Neomiodon*) formam os biosparruditos de Purbeck ou pedras calcárias de conchas da pedra de construção de Purbeck. Um horizonte notável no meio é o Cinder Bed, que contém a pequena ostra de lagoa *Praeexogyra distorta*, com alguma fauna marinha normal. Este marcador conspícuo e horizonte transgressivo já foi considerado como a fronteira do Jurássico / Cretáceo, mas a questão não é tão simples e o limite é consideravelmente inferior (WEST, 1996).

Figura 5. Divisões estratigráficas do Purbeck Limestone Group (Gallois, 2018).



Fonte: GALLOIS, 2018.

Figura 6. Facies do Grupo Purbeck (Gallois 2014).

	Microbialite	<ul style="list-style-type: none"> — Thrombolite — Stromatolite — Burrowed Collar 	<ul style="list-style-type: none"> Peloids, Gastropods, Filaments, Silica nodules, Geopetals Peloids, Ostracods, Filaments Peloids, Silica nodules, Geopetals
	Peloidal packstone-grainstone	<ul style="list-style-type: none"> — Massive — Cross-bedded 	<ul style="list-style-type: none"> Peloids, Ostracods, Gastropods, Bivalves, Ooids, Evaporite pseudomorphs, Intraclasts Peloids, Ostracods, Gastropods, Ooids, Intraclasts
	Wackestone to packstone		Peloids, Ostracods, Gastropods, Bivalves
	Mudstone to fine grainstone		Peloids, Ostracods, Gastropods, Bivalves
	Conglomerate		Limestone pebbles, Silicified logs, Charcoal, Fusain, In situ silicified tree trunks, Wood fragments
	Carbonaceous Marl		Silicified trees, Charcoal, Fusain
	Evaporite	<ul style="list-style-type: none"> — Porous — Breccia 	<ul style="list-style-type: none"> Calcite crystals, Evaporite pseudomorphs, Cherts Clasts of peloidal packstone-grainstone, Evaporite pseudomorphs, Quartz grains, Cherts

Fonte: GALLOIS, 2014.

3.3 Formação Lulworth - Membro Mupe

A Formação Lulworth é uma sequência sedimentar do Jurássico Inferior, composta por uma série de membros que registram eventos geológicos significativos da época. O Membro Mupe é uma unidade distintiva dentro da Formação Lulworth, apresentando características sedimentares únicas e desempenhando um papel crucial na interpretação da evolução geológica da região. As fácies da Formação Lulworth foram estudadas em detalhes por muitos autores. Para esta pesquisa em questão foi utilizado os estudos realizados por Gallois (2016), (2018); Bosence (2022), onde os autores descrevem o Membro Mupe, composto por microbialitos lacustres do Jurássico Superior e fácies associadas formadas em um ambiente de clima semiárido em uma bacia extensional.

O Membro Mupe está particularmente bem exposto em sua área tipo ao longo da costa sul de Dorset como parte do Patrimônio Mundial da Costa Jurássica. Os depósitos não marinhos do Mupe Member foram estudados intermitentemente ao longo de quase 200 anos, e a maioria das publicações se concentra nas partes média e superior do grupo que estão bem expostas na Baía de Durlston (WIMBLEDON e HUNT, 1983; CLEMENTS, 1993; HORNE, 2004; RIBOULLEAU et al., 2007).

Há menos estudos sobre os detalhes da parte inferior do Membro Mupe (Westhead e Mather 1996) que compreende os “Caps” e “Dirt Beds”, os “Broken Beds” e o “Cypris Freestone” de autores anteriores (AUSTEN, 1852; ARKELL, 1933; HOUSE, 1969; CLEMENTS, 1993). Exceções notáveis são West (1975, 1979) e Francis (1982, 1983, 1984, 1986).

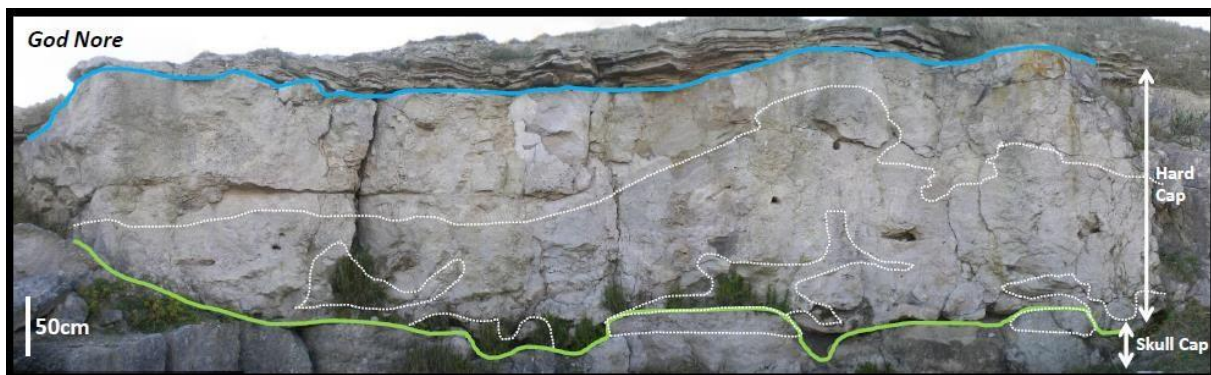
Em Gallois et al., 2017 se detalha que o Membro Mupe é caracterizado dentro de três unidades estratigráficas, separados por três paleossolos, caracterizados por packstone-grainstone menos poroso, acamado, entre montes que comumente sobrepõem as margens dos montes. Os montículos são desenvolvidos principalmente nas áreas mais rasas do lago, como indicado por suas formas, relações de fácies e associação com paleossolos.

A porção inferior do grupo é constituída pelo Membro Mupe (Tithoniano Superior), que contém o acúmulo de montículos microbianos. Esses montes têm uma espessura que varia de aproximadamente 0,5 a 4 metros e exibem porosidade primária bem preservada. Eles são encontrados dentro de packstones-grainstones inter-mound que possuem menor porosidade, conforme descrito por Gallois et al., 2017. O Membro Mupe também inclui leitos Cap, como Skull Cap, Hard Cap e Soft Cap, que são intercalados com argilitos carbonáceos de Dirt Beds (Basal Dirt Bed, Lower Dirt Bed e Great Dirt Bed). Esses leitos representam três sequências lacustres que experimentaram uma tendência ascendente rasa. As sequências lacustres são cobertas por superfícies emergentes, conhecidas como paleossolos, e são sobrepostas por evaporitos de Broken Beds e carbonatos de leito de Cypris Freestone (Figura 7).

As transições de fácies indicam um lago anterior de água salobra e um lago hipersalino posterior para o Membro Mupe, ambos dentro de um clima semiárido em uma bacia

extensional. O fato de os microbialitos serem cobertos por estratos evaporíticos, juntamente com dados sedimentológicos, paleontológicos e isótopos estáveis, sugerem que houve uma mudança acentuada de água salobra corrente para um sistema lacustre hipersalino fechado.

Figura 7. Afloramento na Ilha de Portland do Membro Mupe (Hard Cap, God Nore, Isle of Portland, 50°31 31.41'N; 2° 26,22,51, W) Gallois et al., 2017.



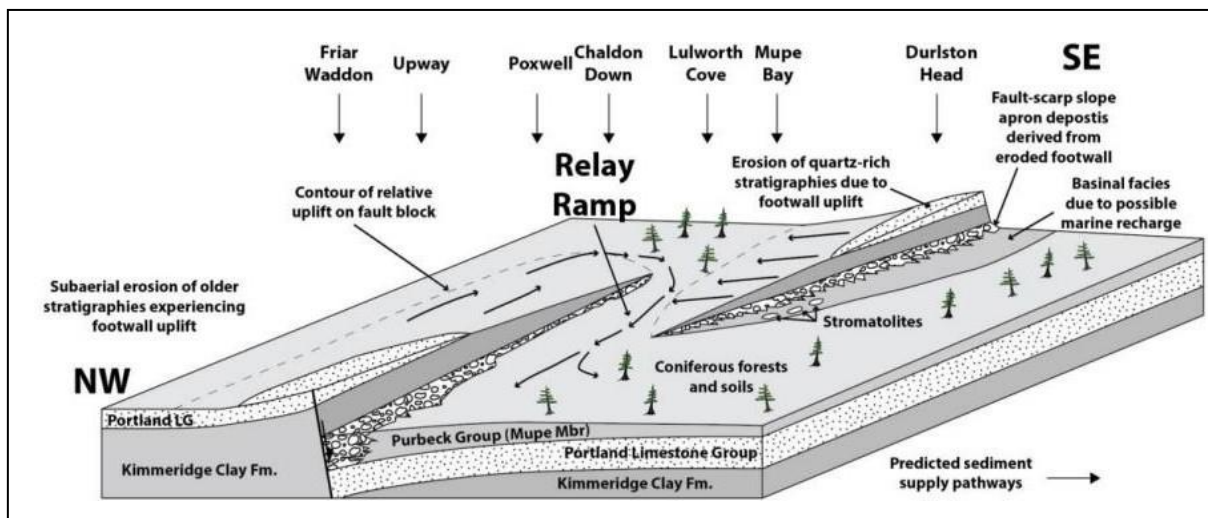
Fonte: GALLOIS et al., 2017.

O Membro Mupe é composto principalmente por mudstones e argilitos finamente laminados, intercalados com grainstones / packstones e as fácies microbiais. Essa sequência sedimentar reflete a deposição em ambientes de baixa energia, como lagunas e áreas de plataforma interna. A presença de fósseis, como ostracodes e gastrópodes, oferece importantes informações para datação, correlação estratigráfica e interpretações paleoambientais.

As configurações deposicionais e tectônicas primárias do Grupo Purbeck são delineadas no estudo regional conduzido por Underhill e Paterson (1998), que incorpora dados de afloramentos onshore, bem como fontes de subsuperfície offshore e onshore. Segundo Underhill (2002), a distribuição das fácies no Membro Mupe é influenciada por processos tectônicos sin-sedimentares. A classificação das fácies foi derivada dos cinturões de fácies de West (1975) e das contribuições de outros pesquisadores, além de incorporar modelos generalizados para sedimentação em zonas de rampa de revezamento. Esta abordagem foi utilizada para desenvolver um modelo estrutural e deposicional para o Membro Mupe. O

mesmo autor postulou que existe uma conexão entre as falhas de Abbotsbury-Ridgeway e Purbeck através de uma área de rampa de revezamento, que serve para acomodar o deslocamento que ocorre ao longo da zona de falha (ver Figura 8; UNDERHILL, 2002). A área da rampa de retransmissão foi interpretada pelo autor como o conduto primário para o influxo de sedimentos na bacia, conforme representado na Figura 8 e descrito por Underhill (2002). O autor demonstrou em seu modelo a presença de falhas sin-sedimentares que estiveram ativas durante a deposição dos depósitos do Membro Mupe. Isso fica evidente pela observação de um aumento da espessura em direção às falhas, conforme ilustrado na Figura 8. O usuário deduziu, com base nos modelos existentes, que a deposição de uma fácies conglomerática ocorreu nos blocos de lapa localizados próximos às escarpas de falha. Esses blocos eram cercados por paleossolos, onde ciprestes antigos estavam enraizados (ver Figura 8). Além disso, o autor postulou que a deposição de fácies mais profundas exclusivamente na porção leste da região examinada pode ser atribuída a incursões marinhas intermitentes, conforme ilustrado na Figura 8 (UNDERHILL, 2002).

Figura 8. Modelo deposicional para o Membro do Mupe (redesenhado a partir de Underhill, 2002).



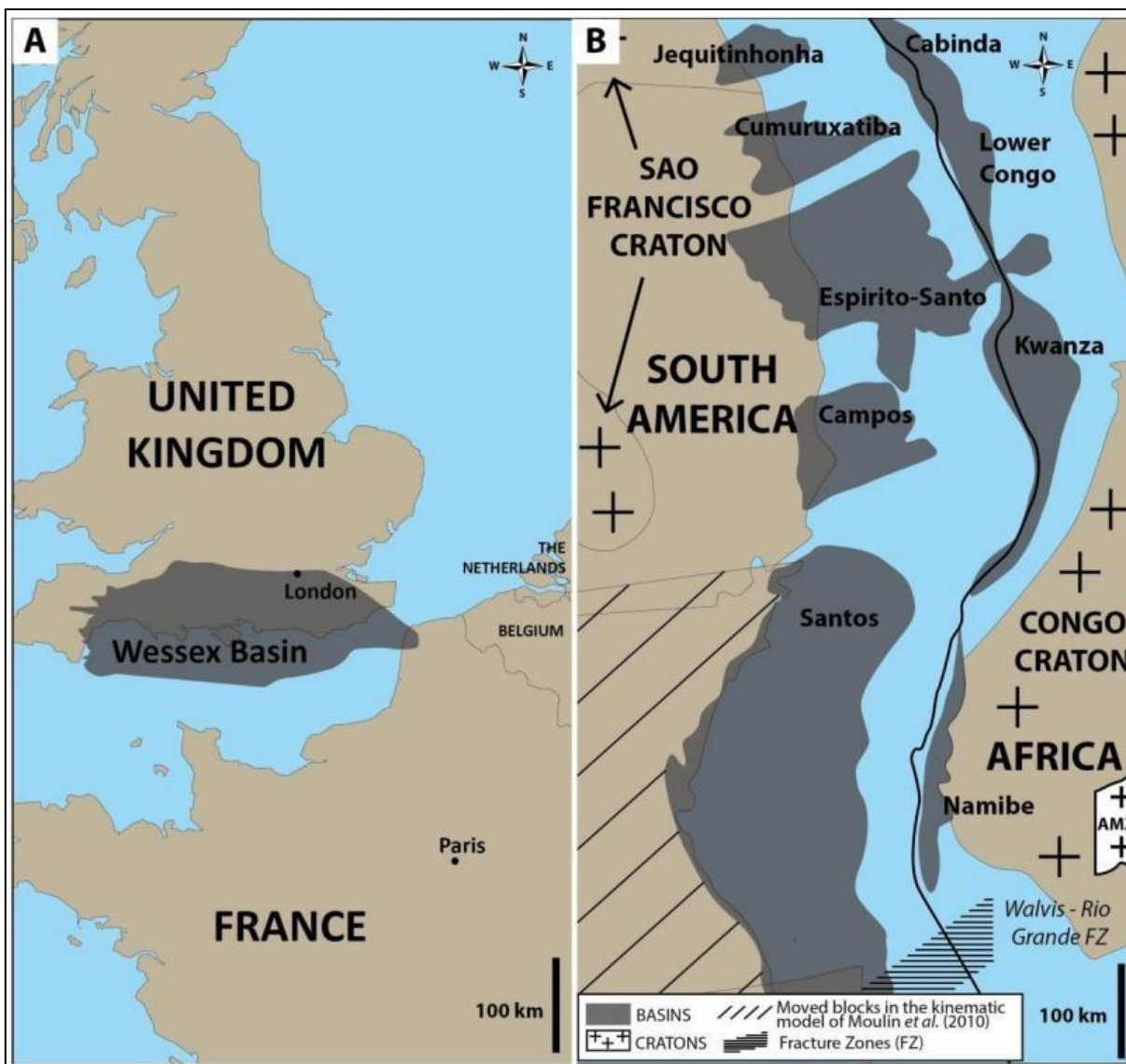
Fonte: UNDERHILL, 2002.

3.4 Análogo Parcial dos reservatórios do pré-sal do Atlântico Sul

O grupo Purbeck é considerado um potencial análogo para as bacias do Atlântico Sul devido às suas características compartilhadas. Os depósitos lacustres encontrados nas bacias do sudeste do Atlântico passaram por uma transformação de águas doces para salobras e eventualmente alcalinas. Essa transformação ocorreu em uma configuração *syn-rift*, onde acúmulos microbianos se formam em blocos de falha. Esta informação é suportada por estudos conduzidos por Chaboureaux et al., (2013), Saller (2015) e Saller et al., (2016) e Gallois e Bosence (2018). Da mesma forma, na Bacia de Wessex, localizada no sul da Inglaterra, entende-se que a deposição dos carbonatos do grupo Purbeck ocorreu em ambientes lacustres caracterizados por uma mistura de condições salobras, salinas e de água doce. Em Gallois (2016) demonstra a ocorrência de montes microbianos em ambientes de água salobra que são cobertos por evaporitos de sulfato, especificamente gesso e anidrita. As margens atlânticas exibem um arranjo estrutural caracterizado pela presença de múltiplas bacias extensionais, como Campos offshore no Brasil e Namibe e Kwanza offshore na África, conforme ilustrado na Figura 9. Essas bacias apresentam uma forma alongada e medem aproximadamente 200-300

quilômetros de extensão, conforme ilustrado na Figura 9. A Bacia de Wessex, consistindo de três sub-bacias extensionais conhecidas como Portland-Wight, Pewsey e Weald, estende-se por aproximadamente 400 km de comprimento (ver Figura 9). Cada uma dessas sub-bacias tem aproximadamente 200 km de extensão e exibe uma forma alongada, conforme discutido no item 3.1.

Figura 9. Comparação de tamanho entre a Bacia de Wessex (A) e as bacias do Atlântico Sul (B, redesenhado após Chaboureau et al., 2013) (GALLOIS, 2016).



Fonte: GALLOIS, 2016.

A fase sin-rifte das bacias ao longo das margens brasileira e oeste africano é determinada como tendo ocorrido durante o período Cretáceo Inferior, especificamente do Hauteriviano Médio ao Aptiano Inferior, conforme indicado na Figura 10 do estudo conduzido por Beglinger et al., (2012). Da mesma forma, estima-se que a fase syn-rift na Bacia de Wessex tenha ocorrido durante o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, conforme ilustrado na Figura 10. Depósitos

Syn-rift foram encontrados em bacias formadas nos blocos suspensos no plano de falhas extensionais ao longo das margens dessas bacias (NORVICK e SCHALLER, 1998; CALASSOU e MORETTI, 2003; DICKSON et al., 2003; BEGLINGER et al., 2012). Em ambos os casos, a deposição ocorreu em ambientes lacustres. No entanto, é importante notar que nas bacias do Atlântico Sudeste, a hidrologia do lago de água passou por uma transição de doce para salobra para salina, conforme ilustrado na Figura 10. Por outro lado, na Bacia de Wessex, o lago experimentou uma transição de água salobra para salina para água doce, conforme ilustrado na Figura 10.

Figura 10. Comparação das evoluções das bacias entre as bacias da margem brasileira (modificada após Moreira et al., 2007), a bacia de Wessex no sul da Inglaterra (modificada após Underhill, 1998) e as bacias da margem oeste africana (modificada após Beglinger et al., 2012). Observe que as áreas em vermelho destacam intervalos deste estudo e suas contrapartes no Atlântico Sul (GALLOIS, 2016).

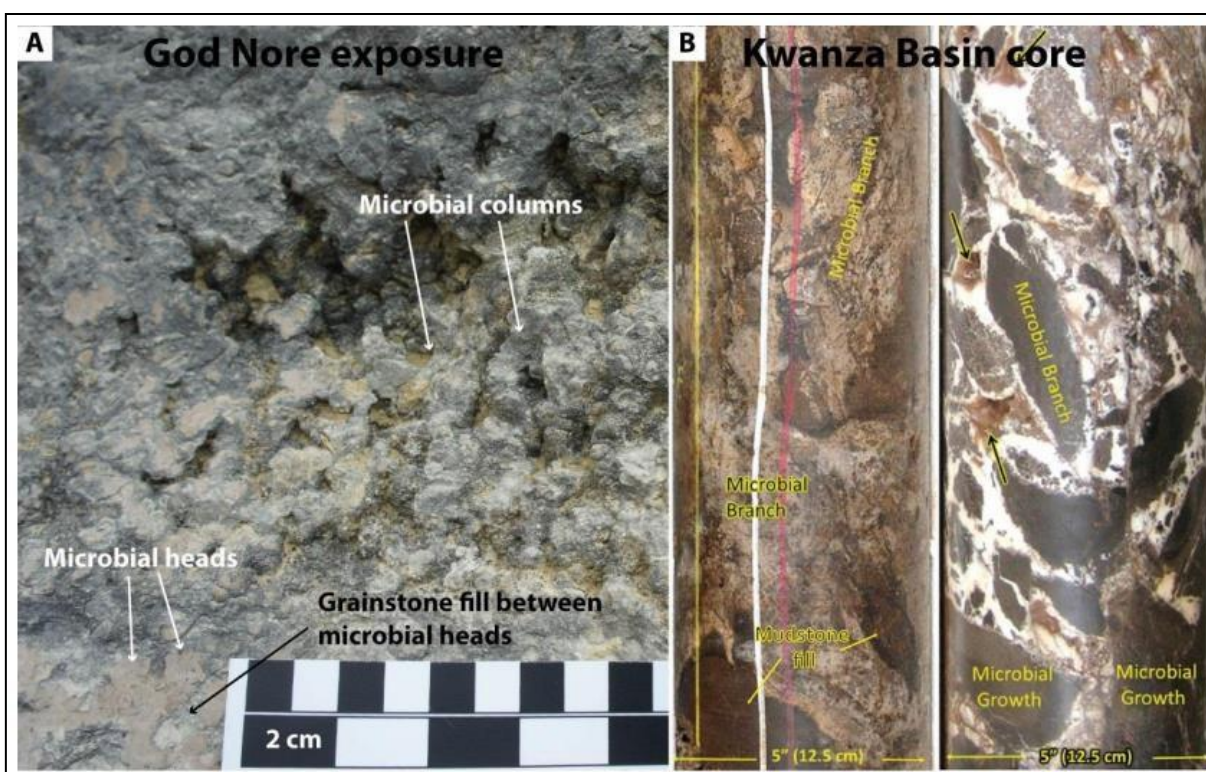
		Brazilian basins		Wessex Basin		West African basins	
Eras, Sub-eras, periods		Main lithologies	Basin evolution	Main lithologies	Basin evolution	Main lithologies	Basin evolution
Cenozoic	Neogene	Marine clastic sedimentation Shallow to deep	Post-rift	NOT PRESENT		Marine clastic sedimentation Shallow to deep	Post-rift drift-marginal sag
				Marine (clastics and carbonates)	Alpine inversion		
	GAP						
	Paleogene			Post-rift	Deep-marine (carbonates)		
Mesozoic		Syn-rift	Continental (clastics)			Fluv. Ma. Restr. Mar.	
	Late Cretaceous			Basalt	Lacustrine Fresh Saline Brackish		Syn-rift
Early Cretaceous	Pre-rift	Lacustrine Fresh Saline Brackish	Syn-rift			Lacustrine Fresh Saline Brackish	
Jurassic				Pre-rift	Lacustrine (carbonates)		Syn-rift
	Pre-rift	Deep-marine	Syn-rift			Lacustrine Fluvial Alluvial	

Fonte: GALLOIS, 2016.

Os depósitos lacustres do Atlântico Sul não foram extensivamente estudados em termos de fácies em macroescala. No entanto, as acumulações microbianas da Bacia do Kwanza assemelham-se aos montes microbianos do Grupo Purbeck Limestone da Bacia de Wessex (Fig. 11). Segundo Gallois 2016, os microbialitos da Bacia do Kwanza são constituídos por ramos coagulados a laminados (Fig. 11), muito semelhantes às cabeças e colunas microbianas encontradas na parte externa dos montículos microbianos da Bacia de Wessex (Fig. 11). As fácies e mineralogias acompanhantes são onde existem as principais distinções entre os depósitos no sul da Inglaterra e na África Ocidental. onde os microbialitos são compostos por sílica original na Bacia do Kwanza (CAZIER et al., 2014), provavelmente precipitados de cianobactérias cocóides (Pleurocapsa), semelhantes aos descobertos no atual Lago Magadi

(Quênia) (SALLER et al., 2016), enquanto na Bacia de Wessex são preservados como sua calcita original. Relativamente às fácies ligadas a microbialitos, os depósitos na porosidade do arcabouço da Bacia do Kwanza são preenchidos com carbonatos argilosos (Fig. 11B), enquanto os depósitos na porosidade do arcabouço da Bacia de Wessex são preenchidos com packstones a granulados peloidal (Fig. 11A).

Figura 11. Comparação de macrofácies entre um *Mounds* microbiano do grupo Purbeck da Bacia de Wessex (A, da Ilha de Portland) e os microbialitos do Atlântico Sul (B, poço da Bacia do Kwanza, de Saller et al., 2016) (GALLOIS, 2016).



Fonte: GALLOIS, 2016.

Em microescala, inúmeras fácies exibem texturas comparáveis, mas exibem variações em suas composições mineralógicas. Dentro da Bacia de Wessex, todas as fácies exibem preservação de sua composição original de calcita, com exceção dos nódulos de chert, que substituem os trombólitos (consulte a Figura 12). Os montes microbianos encontrados na Bacia do Kwanza são compostos principalmente por sílica, juntamente com travertinos calcícos arbustivos, esferulitos e estevensite. A análise de isótopos estáveis (carbono e oxigênio) indica

que esses montes foram formados em águas de lagos de natureza doce a moderadamente salina e alcalina (SALLER, 2015; SALLER et al., 2016). Os montes microbianos do Kwanza são tipicamente envoltos por packstones, grainstones ou mudstones, que muitas vezes sofreram dolomitização significativa (CAZIER et al., 2014; SALLER et al., 2016). Os grainstones encontrados na Bacia do Kwanza são considerados fácies de granulação grosseira, que têm sido interpretados como depósitos com elevados níveis de energia. Esta interpretação é consistente com os achados na Bacia de Wessex, sugerindo que estes grainstones são indicativos de fácies lacustres marginais (CAZIER et al., 2014). De forma semelhante, os argilitos que compõem as fácies de grão fino na Bacia do Kwanza têm sido interpretados como depósitos com baixos níveis de energia, conforme indicado por Cazier et al., 2014. Isso é consistente com os wackestones a granulados finos observados na Bacia de Wessex, sugerindo que essas fácies representam depósitos no depocentro de uma bacia.

Em Muniz e Bosence 2015, os autores identificaram feições nos perfis de imagens de alta resolução de poços do pré-sal brasileiro, algumas fácies semelhantes (trombólitos, oóides radiais e ostracodes) em fácies podem ser encontradas com o Jurássico Superior Cretáceo Inferior da Fm de Purbeck, sul da Inglaterra (BOSENCE, 1987).

Por fim, parece que as bacias nas margens leste do Atlântico Sul são mais semelhantes aos calcários Purbeck do que as margens ocidentais. A evolução hidrológica dos lagos, os minerais associados aos microbialitos (dolomita, calcita e sílica no Atlântico Sul e apenas calcita na Bacia de Wessex) e as fácies relacionadas aos microbialitos diferenciam as Bacias de Wessex e o Atlântico Sul. No entanto, ambas as bacias têm tamanhos semelhantes, com diâmetros de cerca de 300-400 km; a evolução da bacia conforme a deposição ocorreu na evolução da bacia lacustre e sin-rifte; a presença de microbialitos (trombolitos) e a distribuição de fácies (granulação grossa em áreas rasas e granulação fina em áreas mais profundas).

4 ROCHAS CARBONÁTICA

4.1 Classificações Rochas Carbonática

A variedade de características das rochas carbonáticas, como cor, tamanho de grão, composição e textura, pode ser usada para classificá-las. Mas as classificações de maturidade textural são as mais usadas no meio geológico. Eles baseiam-se na ideia de que a trama (fábrica) da rocha carbonática está ligada à energia do ambiente de deposição (TUCKER e WRIGHT, 1990).

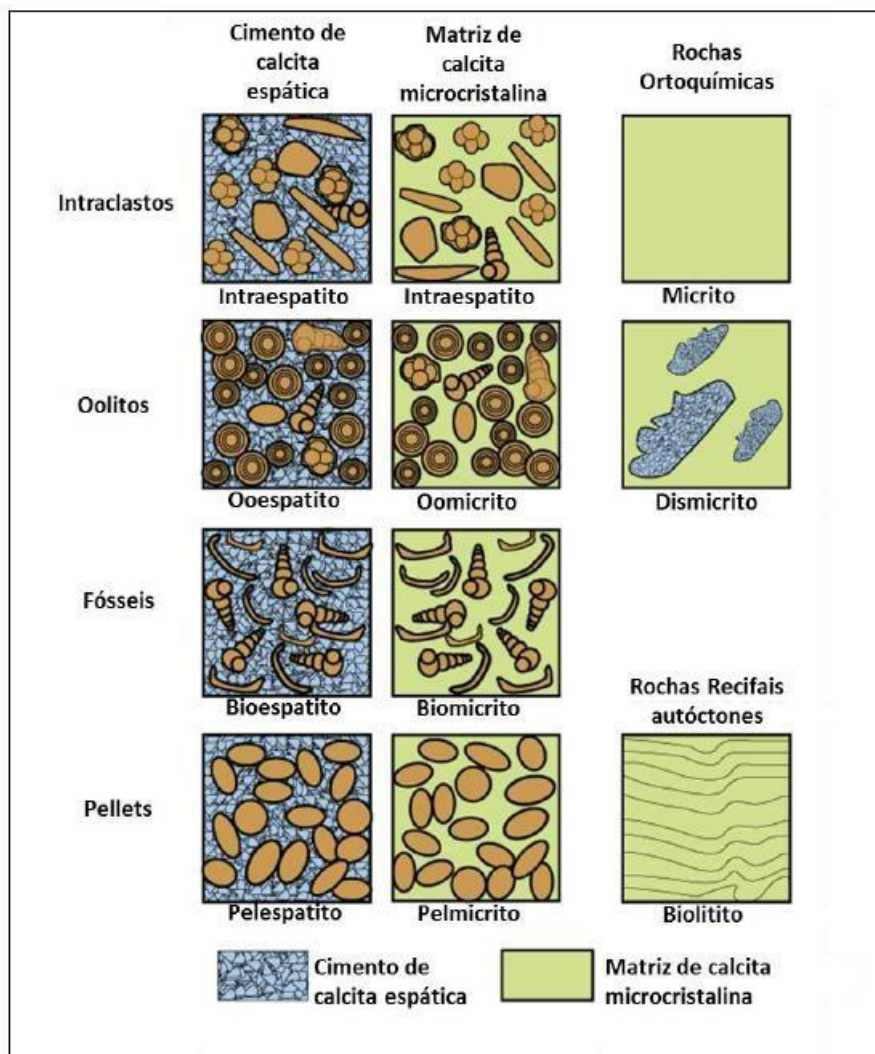
As classificações Folk (1959, 1962) e Dunham (1962) são muito populares entre essas classificações e são frequentemente usadas nos estudos de geologia sedimentar de carbonatos.

A classificação de Folk (1959, 1962) é baseada na composição das rochas carbonáticas, cujos constituintes fundamentais são cimento (esparito), matriz (micrita) e grãos aloquímicos (pelóides, oóides, bioclastos e intraclastos). Os carbonatos são divididos em três grandes grupos a partir desses componentes básicos (Figura 12). Esses grupos incluem calcários aloquímicos cimentados, calcários aloquímicos com micrita e calcários micríticos sem grãos aloquímicos. Os biolititos são estruturas orgânicas encontradas in situ.

Ao contrário, a classificação de Dunham (1962) se concentra na textura deposicional das rochas carbonáticas, que consiste principalmente na presença ou ausência de lama carbonática (micrita), uma abundância de grãos e a presença de evidências de ligação dos constituintes do arcabouço durante a deposição (Figura 13). As rochas carbonáticas podem ser classificadas em três grupos principais com base nesses critérios: rochas suportadas pela matriz (mudstone e wackestone), rochas suportadas pelos grãos (packstone e grainstone) e rochas ligadas durante a deposição (boundstone). É importante lembrar que Dunham (1962) definiu micrita o material carbonático com granulometria menor do que 10 μm .

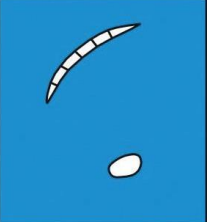
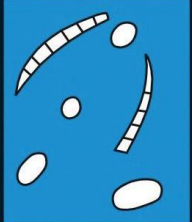



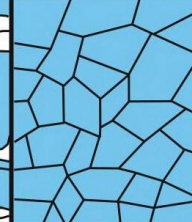
As classificações Folk (1959, 1962) e Dunham (1962) trouxeram outras propostas. Por outro lado, as bases destas duas categorias foram tão sólidas que as propostas subsequentes usaram essas bases em um grau ou outro (TERRA et al., 2008). As classificações de Embry e Klovan (1971) e Wright (1992) estão entre elas.

Figura 12. Classificação de rochas carbonáticas adaptado de Folk 1959 (Modificado de Kendall, 2005).



Fonte: KENDALL, 2005.

Figura 13. Classificação de rochas carbonáticas adaptado de Dunham 1962 (Modificado Terra et al., 2010)











TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Crystalline</i>
					

Fonte: TERRA et al., 2010.

A ideia de Embry e Klovan (1971) é amplamente aplicada em áreas onde há calcários bioconstruídos (Figura 14). Trata-se de uma extensão da classificação de Dunham (1962), que classifica as rochas biogeneticamente ligadas em bafflestone, bindstone e framestone, dependendo da natureza da estrutura orgânica. Além disso, os autores forneceram detalhes sobre as rochas transportadas que têm mais de 10% de grãos maiores do que 2 mm. As rochas suportadas pela matriz são chamadas de floatstones e, respectivamente, rudstones para rochas suportadas pelos grãos).

A classificação de Wright (1992) enfatiza a diferença entre as feições carbonáticas afetadas por processos diagenéticos (sinsedimentares e pós-deposicionais) e deposicionais (físicos) (Figura 15).

Figura 14. Classificação de rochas carbonáticas de Embry e Klovan (1971) Modificado Terra et al., 2010.

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>
									

Fonte: TERRA et al., 2010.

Figura 15. Classificação de rochas carbonáticas de Wright (1971) Fonte: Modificado de Scholle e Ulmer-Scholle (2003).

DEPOSICIONAL				BIOLÓGICO			DIAGENÉTICO			
Suportado pela matriz (argila & silte)		Suportado pelos grãos		Organismos <i>In-situ</i>			Não obliteradores			Obliteradores
< 10% de grãos	> 10% de grãos	Com matriz	Sem matriz	Organismos encrustados	Organismos que agem como obstáculo	Organismos rígidos dominantes	Principal componente é cimento	Muitos contatos microestilóticos	Predominância de contatos microestilóticos	Cristais > 10µm
Calci-mudstone	Wacke-stone	Pack-stone	Grain-stone	Bound-stone	Baffle-stone	Frame-stone	Cement-stone	Condensed grainstone	Fitted grainstone	Spar-stone
	Float-stone		Rud-stone							Cristais < 10µm Microspar-stone
	Grãos > 2mm									

Biológico

Principais processos que influenciam a textura dos calcários

Deposicional **Diagenético**

Fonte: SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003.

No trabalho de Gerson Terra et al., (2010) (Figura 16), propuseram uma classificação recente para as rochas carbonáticas. Esta classificação está vinculada a diversas classificações anteriores, adequando e/ou modificando alguns termos, e também introduzindo novas denominações.

Nesta classificação as rochas carbonáticas foram divididas devido a sua textura deposicional em quatro grupos:

- a) Elementos não ligados durante a formação, que inclui os termos clássicos propostos na classificação de Dunham (1962) para as rochas alóctones e, no caso das rochas com mais de 10% de grãos maiores do que 2 mm, foi adotada a terminologia modificada de Embry e Klovan (1971);

- b) Elementos ligados durante a formação ou in situ, que engloba o termo genérico Boundstone (DUNHAM, 1962). Contudo, devido à grande diversidade de rochas que se encaixam nessa definição, os autores viram a necessidade de incluir na classificação termos menos abrangentes. Dentre eles, estromatólito, Trombolitos (modificado de Riding, 2000) e esferulítico (novo termo);
- c) Elementos ligados ou não durante a formação, onde inclui-se os laminitos (modificado de Demicco e Hardie, 1994). Estes são rochas carbonáticas de granulometria fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela recorrência de laminações delgadas, que são intensamente afetadas por processos diagenéticos;
- d) Rochas Carbonáticas com Texturas deposicionais irreconhecível (calcário cristalino, dolomito);

Figura 16. Classificação de rochas carbonáticas proposta por Terra et al., (2010).

Classificação de Rochas Carbonáticas Aplicável às Bacias Sedimentares Brasileiras									
	NOMENCLATURA PRINCIPAL	TEXTURA	DEFINIÇÃO	NOMENCLATURA COMPLEMENTAR	REFERÊNCIA OU MODIFICADO DE	TERMOS CORRELATOS	TEXTURAS MODIFICADORAS	TAMANHO MÉDIO DOS ELEMENTOS EM CORTE VERTICAL E EMPACOTAMENTO	FORMA EXTERNA (escala de testemunhos)
Elementos não ligados durante a formação	MUDSTONE		Rocha suportada pela matriz com menos de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	COM (Caso ocorram grãos) oolitos, oncolitos, peloides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esterulitos ou CALCILITITO A BIRDSEYES= rocha suportada pela matriz com porosidade fenestral ou lenfes de calcita espática	Dunham (1962)	Calcilitito, Diamiento, mudstone a birdseyes.			
	WACKSTONE		Rocha suportada pela matriz com mais de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, peloides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esterulitos.	Dunham (1962)				
	PACKSTONE		Rocha suportada pelos grãos com matriz.	*+ (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esterulítico; com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, lecolito, dendrolito.	Dunham (1962)	Calcarento, comicro, biomicro, pelimicro, inlamicro			
	GRAINSTONE		Rocha suportada pelos grãos, sem matriz (< 5% de matriz).	*+ (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esterulítico; com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, lecolito, dendrolito.	Dunham (1962)	Calcarento, ooespático, bioespático, pelespático, intraespático	C/ feições de exposição; Com feições pedogênicas; Bioturbado, Dolomitizado; Silicificado, Com Hardgrounds; etc.		
	FLOATSTONE		Rocha suportada pela matriz com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, peloides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esterulitos. Com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, lecolito, dendrolito.	Embry&Klowan (1971)				
	RUDSTONE		Rocha suportada pelos grãos com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	*+ (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esterulítico; com fragmentos de estromatólito, trombolito, laminito, lecolito, dendrolito, esterulítico.	Embry e Klowan (1971)	Brecha			
	BIOACUMULADO		Rocha constituída pela dominância de um tipo de organismo sem restabelecimento (in situ) e granulometria areia ou maior.	*+ organismo formador: ex. ostracodes, bivalvos, macrofóramíferos, crinóides, etc..	Carozzi (1972)	Coquina			
BRECHA		Rocha suportada pelos grãos com mais de 50% dos grãos angulosos maiores que 2 mm.	*+ (composição principal): intraclástica, com fragmentos de estromatólito, trombolito, laminito, lecolito, dendrolito, esterulítico.	Flügel (2004); Pettijohn (1974)	Brecha de Colapso, Breccia, Rudstone com clastos angulosos				
Elementos ligados durante a formação - in situ	BOUNDSTONE		Rocha formada in situ cujos componentes da trama original (fábrica original) foram ligados durante a deposição.	*+ principais organismos formadores: ex. coralgal, a rudistas, a estromatoporoides, etc..	Dunham (1962)	Biolito, Bafflestone, Bindstone, Framestone	C/ feições de exposição; C/ feições pedogênicas; Bioturbado; Dolomitizado; Silicificado, etc;		
	ESTROMATOLITO		ESTROMATOLITO						
			ESTROMATOLITO ARBORESCENTE - os componentes internos se organizam de forma ramificada divergente e possuem comprimento maior que a largura.						
			ESTROMATOLITO ARBUSTIFORME - os componentes internos se ramificam ou não desde a base e a razão altura/largura é aproximadamente 1:1						
			ESTROMATOLITO DENDROFORME - os componentes internos se organizam de forma intensamente ramificada divergente em que o comprimento é muito maior que a largura.		Riding (2000)		Mosqueado (mottled) Bioturbado C/ feições de Exposição C/ feições pedogênicas Dolomitizado; Silicificado, etc;		Finamente laminado Levente dômico Dômico Tabular Colunar Conforme
			ESTROMATOLITO DENDROFORME - os componentes internos se organizam de forma intensamente ramificada divergente em que o comprimento é muito maior que a largura.						
			ESTROMATOLITO DENDROFORME - os componentes internos se organizam de forma intensamente ramificada divergente em que o comprimento é muito maior que a largura.						
			ESTROMATOLITO DENDROFORME - os componentes internos se organizam de forma intensamente ramificada divergente em que o comprimento é muito maior que a largura.						
	TROMBOLITO		Depósito com textura macroscópica coagulada (clotted), maciça e dômica. Na maioria das vezes de origem microbial.						Levente dômico, Dômico, Colunar
	DENDROLITO		Depósito microbial de estrutura dendrítica formada por cianobactérias esqueletais.						Levente dômico, Dômico
	LEIOLITO		Carbonato microbial dômico, sem laminação ou coágulos.						Levente dômico, Dômico
	ESFERULITO		Rocha composta por partículas de formas esféricas ou subesféricas de contornos lisos ou lobados (esterulitos) de tamanho geralmente inferior a 2 mm e que podem ocorrer de forma amalgamada ou isolados.	Esterulito-suportado com argila (>10%)= ESFERULITITO COM ARGILA, Argila-suportado, com esterulitos= ARGILITO COM ESFERULITOS; No caso da argila ocorrer em lamelas= ARGILITO LAMELAR COM ESFERULITOS	Este trabalho				
	TRAVERTINO (& TUFAS)		Rocha carbonática bandeada formada pela precipitação em superfície de soluções concentradas em CaCO3 ao redor de fontes (em geral quentes) devido a perda de CO2 por evaporação. A variedade mais esponjosa e menos compacta é denominada TUFAS.		Riding (2000); Pettijohn (1957)				
Elementos ligados ou não	LAMINITO		Rocha carbonática de granulação fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela recorrência de laminações delgadas. As laminações tendem a ser plano-paralelas, com superfície lisa (origem microbial ou não) ou crenulada (origem microbial).	LISO CRENULADO	Demico (1994)	Esteira, esteira microbial, tapete microbial, esteira algal, laminito microbial, biolaminito			
Textura original não reconhecível	CALCÁRIO CRISTALINO		Rocha carbonática totalmente recrystallizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). CALCÁRIO MICROCRISTALINO: cristais entre 5 e 50 µm		Folk (1962); Dunham (1962)	Espático Microespático			
	DOLOMITO		Rocha carbonática totalmente dolomitizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). MICRODOLOMITO: cristais entre 5 e 50 µm			Doloespático Microdoloespático			

Fonte: TERRA et al., 2010.

4.2 Textura das rochas carbonáticas

A aragonita e a calcita são os principais minerais que constituem a maioria dos sedimentos carbonáticos contemporâneos. Existem dois tipos de calcita: calcita baixo-magnésiana (menos de 4 mol% MgCO₃) e calcita alto-magnésiana (mais de 4 mol% MgCO₃). Em condições diagenéticas típicas, a calcita baixo-magnésiana e a aragonita são mais estáveis do que a calcita alto-magnésiana. A dolomita pode substituir todas as três formas minerais,

portanto, a maioria dos carbonatos encontrados no registro geológico é composta por dolomita ou calcita baixo-magnésiana (TUCKER e WRIGHT, 1990). Apesar de serem mineralogicamente simples, os tipos de grão das rochas carbonáticas são extremamente variados. No entanto, pode-se distinguir dois componentes principais: os aloquímicos, que são representados pelos grãos carbonáticos; e os ortoquímicos, que podem ser matriz ou cimento.

4.3 Grãos carbonáticos

Os grãos carbonáticos podem ser subdivididos em não-esqueletais, esqueletais e clastos. Os grãos não-esqueletais podem ser produzidos por crescimento físico-químico, ação microbial ou material esqueletal de invertebrados, talo de plantas calcárias ou microorganismos.

Oóides, pisóides, oncóides, micro-oncóides, pelóides e agregados são os principais grãos não-esqueletais identificados.

Oóide é um grão cuja composição é variável e tem um envoltório carbonático. Apresenta uma forma esférica an elipsoidal e seu envoltório é formado por acreção físico-química, formando envelopes concêntricos. O oolito é um sedimento formado por oóides. Os oóides têm um tamanho semelhante ao da areia. O grão é chamado de pisóide quando tem mais de 2 mm de tamanho.

Oncóides são grãos com envoltórios carbonáticos laminados irregulares. Este envoltório é formado por ação microbial e tem origem organo-sedimentar. A ocorrência de sedimentos trapeados é comum nestes envelopes. Os oncóides não são tão selecionados e arredondados quanto os oolitos porque não precisam de um ambiente com alta energia para serem formados. Seu tamanho varia de matacão an areia. O micro-oncóide é chamado de grão com tamanho menor que 2 mm.

O **pelóide** é um grão carbonático feito de calcita microcristalina, também conhecida como micrita, com tamanhos que vão do silte à areia. Com forma irregular, esférica e elipsoidal, são arredondados a subarredondados. Os pelóides não têm estruturas internas. Por serem poligenéticos, os pelóides geralmente não são capazes de identificar a sua origem exata. Muitos pelóides são representações de grãos micritizados, como oóides ou fragmentos de conchas. É

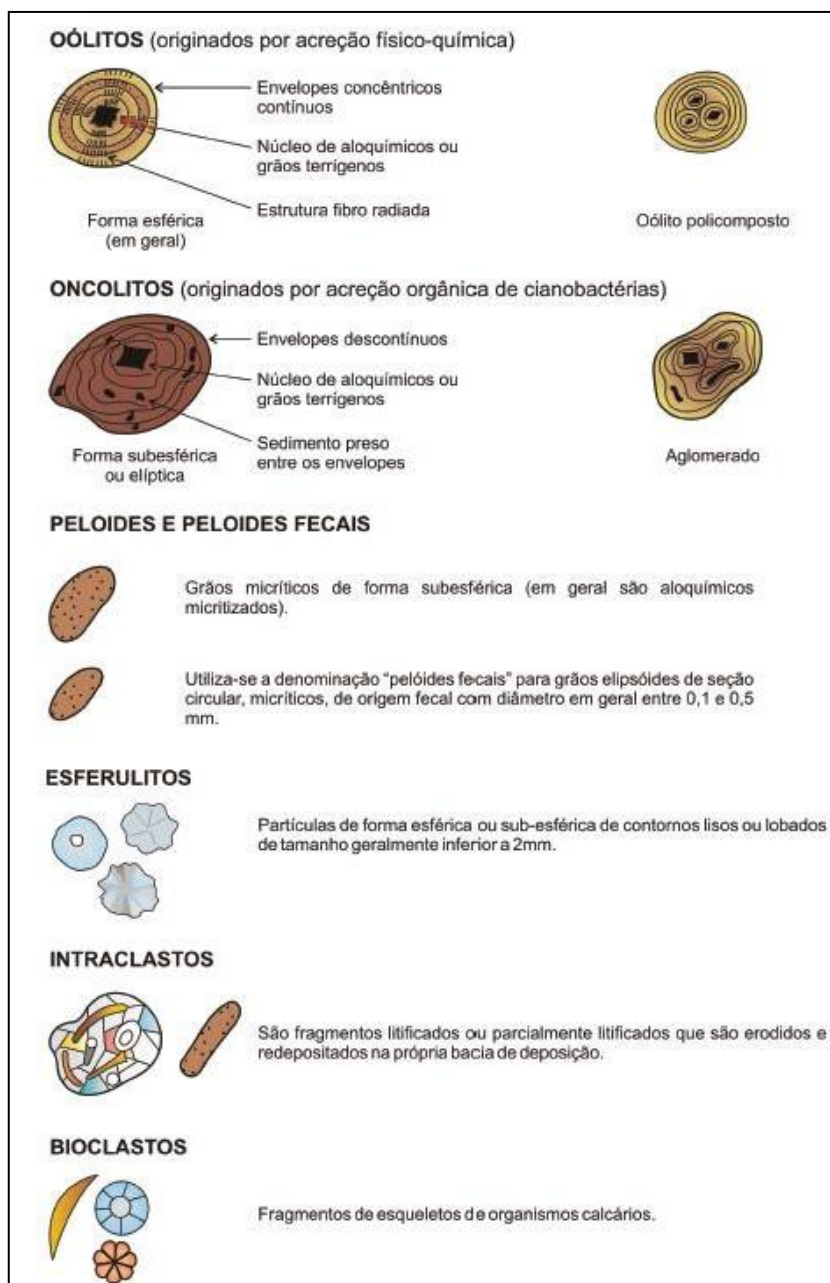
possível que os pelóides sejam gerados por fragmentos de algas calcárias e clastos de lama carbonática. O termo "pellet" também é usado, mas refere-se a produtos fecais. Quando várias partículas carbonáticas se aglutinam e se cimentam juntas, são formados agregados de grãos. Sua forma é irregular e seu tamanho varia de areia a grânulo. Os grãos constituintes são fortemente micritizados e geralmente são do tamanho da areia. Grapestones são agregados de grãos esféricos, geralmente oóides micritizados. Lumps são agregados de grãos com um contorno suave e normalmente um interior oco. Botryoidal lumps são lumps ou grapestones com um envelope oolítico delgado.

Esferulitos São partículas de forma esférica ou subesférica com contornos lisos ou lobados que geralmente têm um tamanho menor que dois milimétricos. Geralmente, quando observados ao microscópio, apresentam formas esféricas ou subesféricas na parte central, com composição micrítica e abundância de vacúolos. Não têm núcleos e suas estruturas internas variam de radiadas a vacuoladas. O termo "esferulitos" refere-se a partículas in situ que podem estar isoladas ou amalgamadas. Os esferulitos também são referidos como grãos aloquímicos devido à sua capacidade de retrabalhamento.

Grãos esqueléticos carapaças ou esqueletos carbonáticos, que podem ser identificados por suas características de composição e microestrutura. Não é útil para a interpretação paleoambiental nas rochas carbonáticas do fanerozóico, mas é útil para as rochas do Proterozóico.

Os **clastos** são representações de fragmentos de sedimentos carbonáticos que foram pelo menos parcialmente ligados. Os intraclastos e os litoclastos, também conhecidos como extraclastos, estão entre as duas categorias conhecidas. Intraclastos são fragmentos de sedimento fracamente litificado retrabalhado e depositado dentro da própria bacia onde foi formado. Exemplos comuns são brechas formadas por fragmentos de lama litificada produzidos por dissecação e cimentação (ou dolomitização) em zona de supramaré. Tais brechas são conhecidas como flat-pebble conglomerate. Os litoclastos ou extraclastos são fragmentos de rochas não existentes nas imediações da área deposicional. Por exemplo, um fragmento de rocha carbonática de idade cretácica em carbonato de idade terciária é claramente um litoclasto.

Figura 17. Principais constituintes de rochas carbonáticas (TERRA et al., 2010)



Fonte: TERRA et al., 2010.

4.4 Matriz carbonática

A matriz da maioria das rochas carbonáticas consiste em um material constituído por cristais muito finos de calcita denominados micrita (do inglês micrite – microcrystalline calcite). Os cristais geralmente têm um tamanho menor que $4\mu\text{m}$. Os componentes da rocha com menos de $62\mu\text{m}$ de tamanho, que nas descrições sedimentológicas são chamados de lama carbonática, são normalmente referidos como matriz. Os mosaicos de microsparita mais grossos ($5\text{-}15\ \mu\text{m}$) através do neomorfismo podem substituir a micrita, que é susceptível a alterações diagenéticas (TUCKER, 2001). A maioria das lamas carbonáticas em rochas carbonáticas era composta de calcita baixo-magnésiana e aragonita. No entanto, durante a diagênese, essa calcita foi substituída por calcita alto magnésiana (TUCKER e WRIGHT, 1990).

A lama carbonática se acumula em ambientes modernos desde planícies de maré e lagunas rasas até ambientes marinhos profundos. A lama carbonática pode provir de várias fontes diferentes, mas as principais são:

- a) Precipitado químico causado por altas temperaturas e salinidade ou alterações na pressão parcial de CO_2 (como a formação de whittings)
- b) Desintegração de algas verdes calcárias, principalmente algas codiáceas como *Halimeda* e *Penicillus*.
- c) Bioerosão, onde micróbios e esponjas perfurantes atacam grãos carbonáticos e substrato
- d) As ondas e correntes rompem os grãos carbonáticos de forma mecânica
- e) Precipitação bioquímica por fotossíntese microbial e decomposição

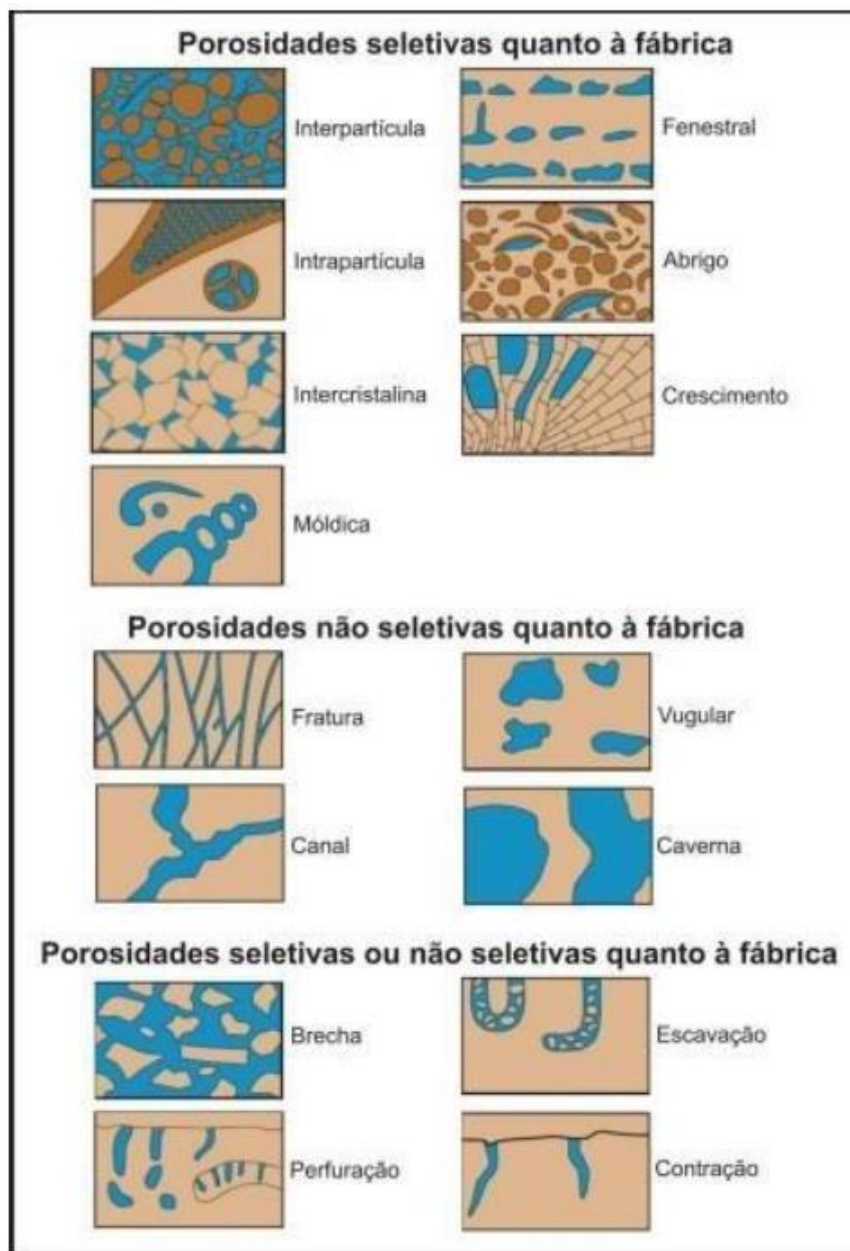
4.5 Porosidade

A porosidade da rocha pode ser primária ou secundária de acordo com o tipo. O espaço vazio criado durante a deposição do sedimento é conhecido como porosidade primária. O espaço vazio criado pelos processos diagenéticos após a deposição dos sedimentos é chamado

de porosidade secundária. A classificação de porosidade proposta por Choquette e Pray (1970) é a mais popular. O tipo básico de porosidade, modificadores (relacionados a processos e estágios de evolução), tempo de formação e tamanho do poro são as quatro categorias de observações que compõem a classificação. Tipo básico de porosidade:

- a) Fábrica-seletiva – interpartícula, intrapartícula, intercristalina, móldica, fenestral, shelter e growth framework;
- b) Fábrica-seletiva ou não – brecha, perfuração, escavação, shrinkage;
- c) Não é Fábrica-seletiva – fratura, canal, vug e caverna;

Figura 18. Classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas (CHOQUETTE e PRAY, 1970)



Fonte: CHOQUETTE e PRAY, 1970.

4.6 Bioconstruções

De lagos de água doce a hipersalinos e pântanos, esteiras orgânicas formam-se na superfície dos sedimentos em muitos ambientes marinhos e não-marinhos, de baixas a médias latitudes a ambientes de inframaré com profundidades moderadas a ambientes de supramaré. A formação de estromatólitos e esteiras microbiais é muito influenciada pelas cianobactérias, bem como por outros organismos como diatomáceas, fungos e nematóides (TUCKER, 2001).

A capacidade mucilagínosa da cianobactéria e sua característica filamentosa permitem o trapeamento de partículas sedimentares e a criação de sedimentos laminados. Além deste sistema de trapeamento (*trapping and binding*), os carbonatos precipitam diretamente na esteira microbial, criando sedimentos laminados. Estas estruturas carbonáticas são então chamadas de microbialitos. Os estromatolitos são aqueles que têm uma estrutura laminada e uma forma dômica ou colunar. Esteiras ou laminitos microbiais são estruturas plano-paralelas que apresentam apenas laminação. Os microbialitos podem crescer de forma coalescente, formando recifes ou biohermas, como os corais. Estes podem se estender por dezenas de quilômetros ou até centenas. Os estromatolitos são encontrados em toda a história geológica, mas são particularmente significativos no período pré-cambriano, onde são abundantes e usados para correlações estratigráficas (BERTRAND-SARFATI, 1972, HOFFMAN, 1976, WALTER, 1976 e outros).

Em Suarez-Gonzalez et al., 2019, os autores fazem uma extensa revisão das bioconstruções; onde uma das etapas principais na formação de microbialito é a captura e ligação de grãos alóctones por populações microbianas bentônicas. Os microbialitos aglutinados por fósseis, por outro lado, são incomuns e principalmente de idade pós-paleozóica. O primeiro banco de dados completo de microbialitos aglutinados é fornecido por um levantamento da literatura, que revela que esses organismos são gerados em ambientes marinhos rasos, principalmente sob o impacto das marés. Diversos microbialitos originários de vários paleoambientes podem ser encontrados no Cretáceo Inferior como exemplo. Grãos no

ambiente microbiano, correntes frequentes, alta concentração e variedade de eletrólitos e um baixo estado de saturação de CaCO_3 são fatores que governam e aumentam a *"trapping and binding"*.

Dado que a combinação de características hidrodinâmicas e hidroquímicas é obtida preferencialmente em ambientes marinhos rasos, particularmente naqueles impactados por marés, desde os tempos mesozóicos, esta revisão argumenta que as variáveis ambientais podem ser a chave para resolver o argumento de "captura e amarração". Isso abre novos caminhos para pesquisas sobre esse mecanismo incomum e frequentemente referenciado e explica a distribuição ambiental e estratigráfica confinada de microbialitos gerados principalmente por *"trapping and binding"* (SUAREZ-GONZALEZ et al., 2019).

4.7 Alterações pós-deposicionais – diagênese e hidrotermalismo

Processos diagenéticos e hidrotermais incluem alterações nas rochas carbonáticas, que desempenham um papel importante na geração e obstrução do espaço poroso. Qualquer mudança física ou química que ocorre nos sedimentos ou rochas sedimentares após a deposição é chamada de diagênese; esses processos não incluem temperaturas e pressões extremamente altas, que correspondem ao metamorfismo. A diagênese é um processo complexo que ocorre em vários ambientes, incluindo aqueles próximos à superfície, marinhos e meteóricos, bem como em ambientes de soterramento profundo. O termo "hidrotermalismo" refere-se às mudanças na rocha que ocorrem quando fluidos passam por temperaturas maiores que a da rocha de formação. Portanto, neste caso, os fluidos saem do sistema e migram principalmente através de fraturas e falhas. Isso leva à dolomitização e às vezes a depósitos de Zn-Pb do tipo Mississippi Valley (SVERJENSKY, 1981).

Pode-se identificar seis processos maiores: cimentação, micritização, neomorfismo, dissolução, compactação, dolomitização e silicificação (FOLK, 1965; SCHOLLE, 1978; BARTHURST, 1975; TUCKER, 2001).

4.8 Micritização

É a conversão de partículas sedimentares em tamanho de silte ou areia em carbonato de cálcio em tamanho de micrita, possivelmente por meio de perfurações por algas, bactérias e/ou fungos. Os furos nos grãos esqueléticos são preenchidos por sedimento ou cimento fino. Este processo geralmente ocorre nas bordas dos grãos; no entanto, a intensidade do processo pode resultar em grãos totalmente micritizados (SCHOLLE, 1978, 2003, TUCKER e WRIGHT 1990).

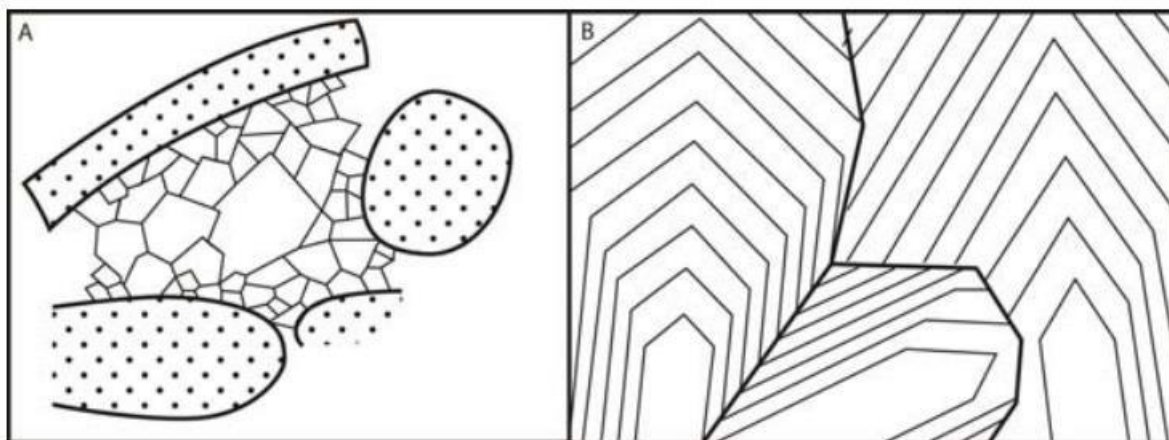
4.9 Cimentação

A cimentação, um processo diagenético crucial na transformação de sedimento carbonático em rocha, ocorre principalmente em locais onde há uma grande passagem de fluidos saturados em fase cimentante (normalmente carbonato de cálcio). A química da água, em particular a pressão de CO₂, a razão Mg/Ca e o aporte de carbonato, são fatores importantes para a mineralogia dos cimentos. Os cristais de calcita límpidos de cristalinidade grossa são a maioria dos cimentos precipitados na subsuperfície.

Cinco classificações diferentes de cimento são identificadas:

- a) **Calcita do tipo drusa**, também conhecida como calcita drusa ou mosaico, é um tipo de cimento cujos cristais estão maiores em direção ao centro do poro (Figura 19). O eixo óptico é orientado preferencialmente perpendicularmente ao substrato nos cristais. A presença de zonas de crescimento é outra característica do cimento de calcita do tipo drusa. Estas podem ser vistas por meio de técnicas de tingimento ou catodoluminescência. Embora os cristais de calcita tenham zonas mais luminescentes, eles geralmente têm luminescência baixa. Isso pode ser devido à evolução do fluido dos poros durante o soterramento (TUCKER e WRIGHT 1990);

Figura 19. A – Calcita do tipo drusa ou mosaico. B – Detalhe do limite plano entre os cristais e taxas de crescimento similares no cimento calcítico do tipo drusa ou mosaico (TUCKER e WRIGHT 1990).

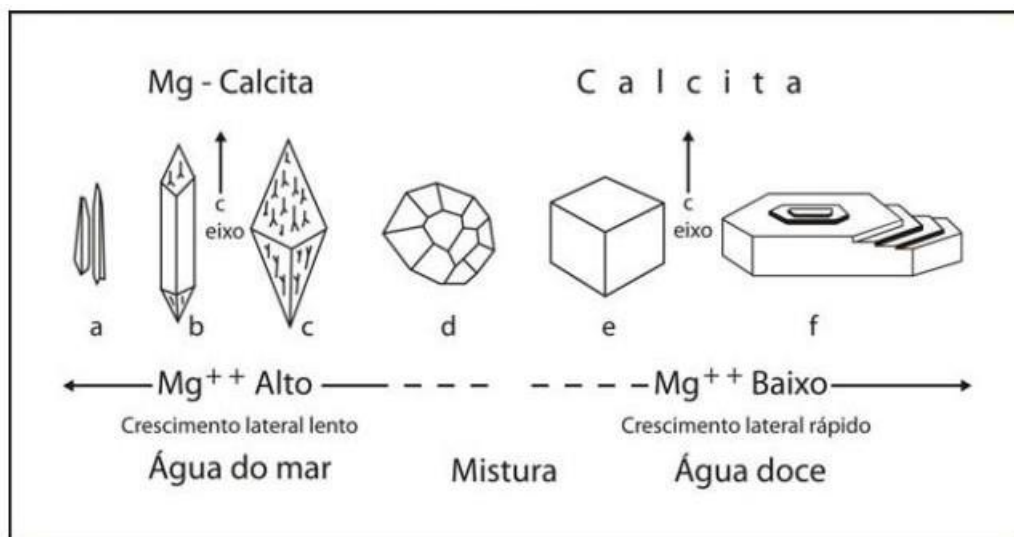


Fonte: TUCKER e WRIGHT 1990.

- b) **Calcita poiquilotópica:** é composta por cristais largos que englobam vários grãos que formam a rocha. Há uma razão provável para isso: uma razão de nucleação muito baixa e um crescimento muito lento do cristal.
- c) **Calcita equante,** também conhecida como mosaico equicristalino, é um tipo de cimento que não é comum. Esta textura é causada pela direção do corte da lâmina. É possível que a textura resulte do neomorfismo do cimento pré-existente.
- d) **Calcita sintaxial** – Os cristais de calcita crescem na mesma orientação do eixo óptico do núcleo, que pode ser um fragmento bioclástico, como equinodermos. Os cristais podem ser muito grandes, até envolver outros grãos.
- e) **Calcita prismática:** é composta por cristais grossos e alongados que delineiam cavidades ou aparecem sobre bioclastos e cimento marinho fibroso. Este cimento provavelmente ocorre durante a fase de soterramento inicial (Choquette e James 1987).

- f) **Calcita blocosa** é um tipo de cristal grosso e não alongado que aparece em cavidades como cimento. Ocorrem normalmente na mesodiagênese, como cimento tardio.

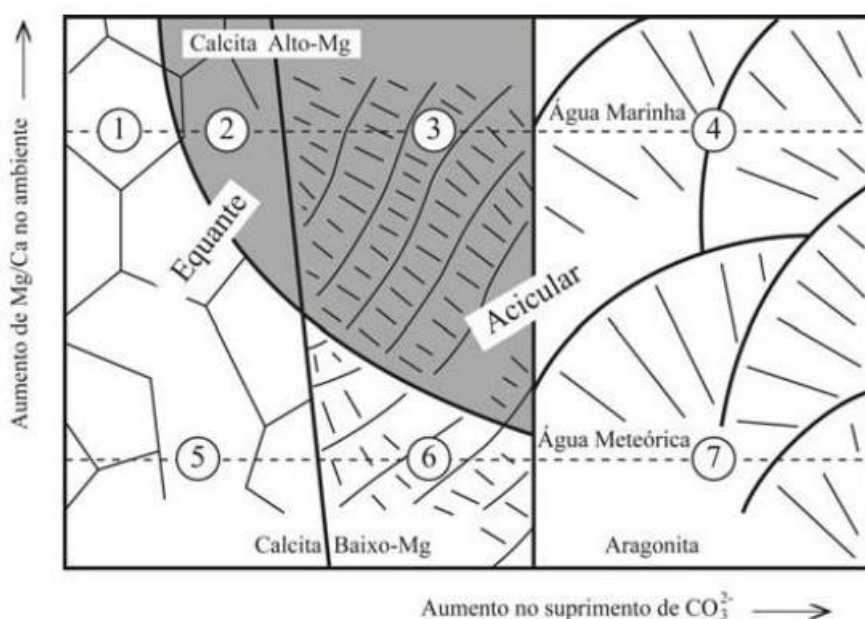
Figura 20. Hábito de crescimento dos cristais de calcita em função da razão Mg/Ca (FOLK, 1974).



Fonte: FOLK, 1974.

Atualmente, a cimentação de aragonita é bastante comum nos ambientes marinhos. Os cristais aciculares geralmente crescem em forma de franja isópaca ao redor dos grãos ou em arranjo botrioidal ou em rede.

Figura 21. Desenho esquemático mostrando a relação entre a razão Mg/Ca no fluido, a razão de suprimento de íons de carbonato, a morfologia dos cristais (equante e acicular) e a mineralogia dos precipitados inorgânicos (calcita baixoMg, calcita alto-Mg e aragonita). 1) cimento de calcita equante em águas profundas e frias, sedimentos de baixa latitude e sedimentos de águas rasas em condições climáticas temperadas. 2) cimento de calcita alto-Mg em recifes - raro. 3) cimento acicular de calcita alto-Mg em recifes e areias carbonáticas. 4) Cimento aragonítico acicular em recifes e areias carbonáticas. 5) cimento equante de calcita baixo-Mg em ambiente meteórico. 6) calcita baixo-Mg acicular em espeleotemas e travertinos. 7) Aragonita acicular em espeleotemas – raro (TUCKER, 2001).



Fonte: TUCKER, 2001.

4.10 Compactação

A compactação ocorre durante o soterramento, o que resulta no fechamento do empacotamento dos grãos (compactação mecânica), no fraturamento dos grãos e, finalmente, na dissolução dos grãos nas superfícies de contato (compactação química). A formação de filmes de dissolução e estilolitos também é causada pela compactação química (BATHURST, 1984; SCHOLLE e HALLEY, 1985; CHOQUETTE e JAMES, 1987). O plano do estilolito se

forma perpendicularmente à direção da tensão compressiva mais alta. É geralmente causado por esforços tectônicos ou pela ação da carga de soterramento, que cresce paralela ou subparalelamente ao acamamento. Nesse último caso, a direção do plano depende das tensões aplicadas. A compactação dos sedimentos ocorre como resultado da maior pressão de soterramento. Os dois processos principais são a compactação mecânica (ou física) e a compactação química. A compactação mecânica em sedimentos mais grossos faz com que os grãos se empacotem mais apertados e os bioclastos se rotem mais longos em direção ao plano de acamamento. Com o aumento da pressão, os grãos podem se quebrar, cimentos eodiagenéticos e revestimentos de oolitos podem se destacar dos grãos e os grãos micríticos podem ser danificados. Quando o sedimento perde água durante o soterramento raso, as lamelas carbonáticas se compactam mais. O efeito da compactação pode variar dependendo do conteúdo de argila. É possível que as perfurações e as conchas se rompam. Como resultado do empacotamento maior dos grãos, a compactação mecânica pode transformar um wackestone bioclástico em um packstone bioclástico. A compactação química ocorre como resultado da maior solubilidade do contato entre os grãos e das interfaces no sedimento sob pressão aplicada (TUCKER, 2001; MOORE, 1989). Embora o soterramento cause a maioria da compactação química, o stress tectônico também causa feições de dissolução-sob-pressão. Estilolitos e filmes de dissolução são as duas texturas mais comuns produzidas pela compactação química. Os filmes de dissolução são filmes ondulados de resíduos insolúveis que não têm as suturas distintas dos estilolitos. Eles geralmente apresentam uma forma anastomosada porque estão entre os grãos e não são cortados. Eles ocorrem mais frequentemente em carbonatos argilosos. Em algumas situações, cristais de dolomita podem ser encontrados ao longo de filmes de dissolução. Estilolitos são características notáveis em muitos carbonatos e são representados por uma interface serrilhada entre duas massas de rocha com aparência de seção transversal suturada. A sutura geralmente tem uma amplitude maior do que o diâmetro dos grãos. Eles cortam grãos, matriz e cimento indiscriminadamente.

4.11 Dissolução

Em geral, a compactação e a cimentação ocorrem quando as rochas carbonáticas soterram, diminuindo sua porosidade. Por outro lado, porosidade em profundidade pode ser produzida tanto por processos de dissolução quanto por fraturamento. A dissolução ocorre quando fluidos subsaturados entram na fase carbonática. Este é um processo significativo que ocorre próximo à superfície em ambientes diagenéticos meteóricos e pode resultar na formação de um sistema cárstico. A dissolução de CaCO_3 em profundidade é normalmente atribuída à formação de fluidos de poros com altos valores de pressão de CO_2 que ocorrem durante a descarboxilação térmica da matéria orgânica. A redução do sulfato também pode produzir águas de formação fortemente ácidas. Estes fluidos corrosivos se formam principalmente durante a maturação termal e a compactação de folhelhos ricos em matéria orgânica. A dissolução de carbonatos pode ser causada por fluidos hidrotermais, e mineralizações de Zn e Pb são comuns em vugs e cavidades formadas neste processo. Existe a possibilidade de fluidos ricos em Ca^{2+} resultar da dissolução de evaporitos de sulfato. Esses fluidos têm a capacidade de dissolver dolomita e/ou promover a desdolomitização (TUCKER e WRIGHT, 1990).

4.12 Silicificação

A silicificação e a dolomitização podem ocorrer tanto na diagênese tardia quanto na eodiagênese. Pode ser visto como substituição de grãos e fósseis ou como nódulos de chert e camadas. Em alguns carbonatos, a sílica também aparece como cimento. O primeiro é o cristal euédrico de quartzo; o segundo é o microquartzo; o terceiro é o megaquartzo; e o quarto é a calcedônia, que são os principais tipos de sílica encontrados nos carbonatos.

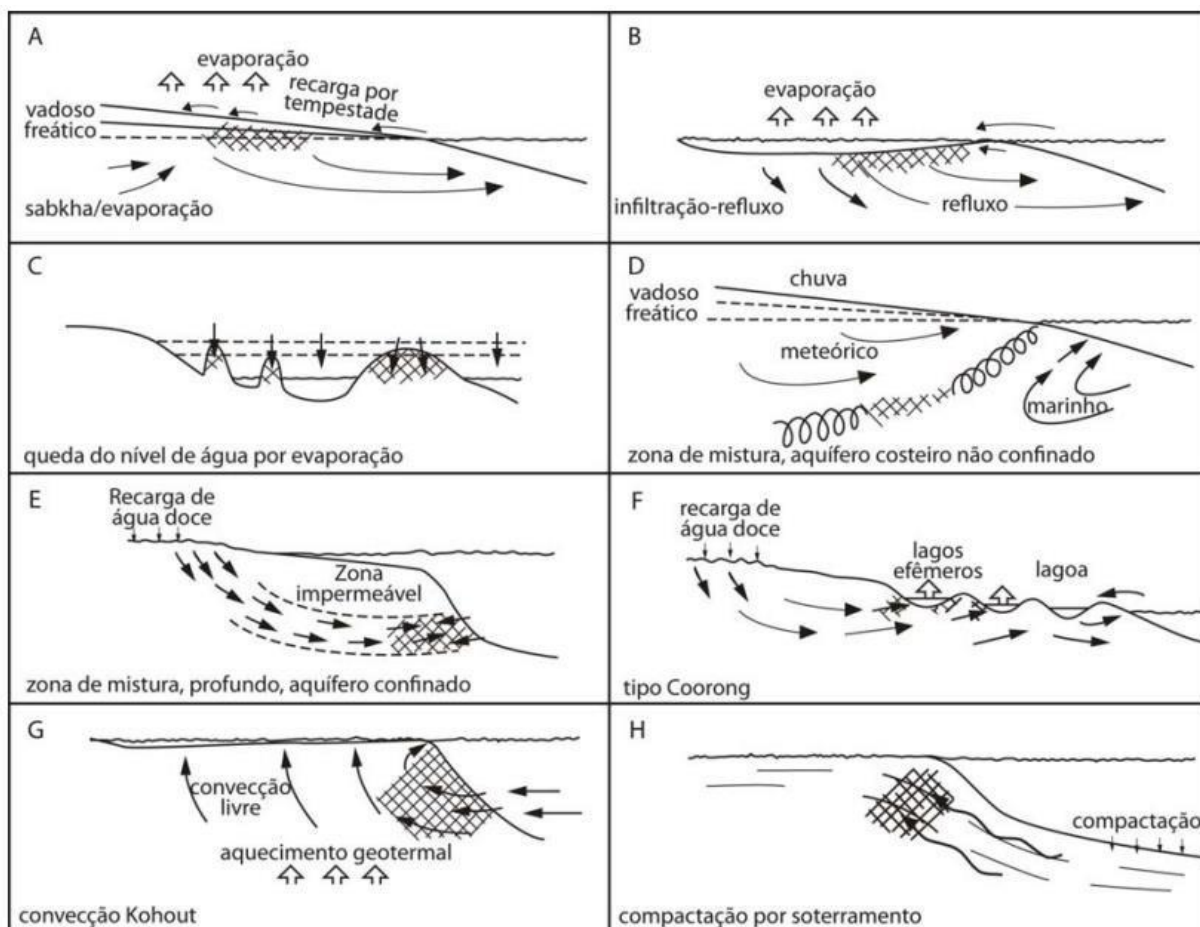
4.13 Dolomitização

$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, o mineral dolomita, tem uma estrutura cristalina complicada e distribuição desigual ao longo da história geológica. A precipitação da dolomita é um processo lento devido ao seu sistema cristalino altamente ordenado. A não ser pela interação de cianobactérias, os cristais de dolomita nunca foram sintetizados em condições normais de

temperatura e com água natural. Ao longo dos anos, houve muita discussão sobre as dolomitas primárias em comparação com as dolomitas de substituição. Atualmente sabe-se que as dolomitas primárias são muito raras e estão limitadas a ambientes evaporativos (principalmente lagunas, lagos e planícies de maré). Isso ocorre porque, devido a fatores cinéticos, a dolomita não precipita em temperaturas e pressões normais a menos que a razão Mg/Ca aumente. Em certos casos, a precipitação de dolomita pode ser atribuída à ação microbiana. Cimentos de dolomita, por outro lado, são comuns e precipitam diretamente dos fluidos dos poros durante a diagênese. O evaporativo, a infiltração por refluxo, a zona de mistura, o soterramento e a água marinha são os principais modelos propostos para explicar os processos de dolomitização.

A figura 22 ilustra os modelos de dolomitização e suas variedades de mecanismos de movimentação de fluidos dolomitizantes através dos sedimentos,

Figura 22. Modelos de dolomitização mostram vários métodos pelos quais fluidos dolomitizantes se movem através dos sedimentos (definidos por vários autores e compilados por Tucker e Wright 1990)



Fonte: TUCKER e WRIGHT, 1990.

4.14 Diagênese em ambiente marinho-raso

A diagênese ocorre em ambientes marinho-rasos, em baixas latitudes, onde a micritização microbiana e a perfuração de outros organismos causam a precipitação de cimentos e a mudança de grãos. A água do mar é bombeada através dos sedimentos nas margens de plataformas e na linha de costa, onde a cimentação ocorre principalmente. Também ocorre nas planícies de maré e nas praias, onde a evaporação é alta (TUCKER e WRIGHT, 1990).

Três áreas com diferentes processos diagenéticos podem ser encontradas no mar raso:

- a) Marinho freático ativo - uma área onde a água dos poros é regularmente reabastecida e há muita micritização microbiana e pouca cimentação (como recifes e bancos de areia);
- b) Marinho freático estagnado - uma área onde o sedimento e o fluido dos poros não se movem muito, o que resulta em pouca cimentação (como lagunas);
- c) Marinho vadoso - este é o local onde a cimentação ocorre principalmente pela evaporação da água do mar e também pode ser causada pela ação microbiana (por exemplo, praias e planícies de maré);

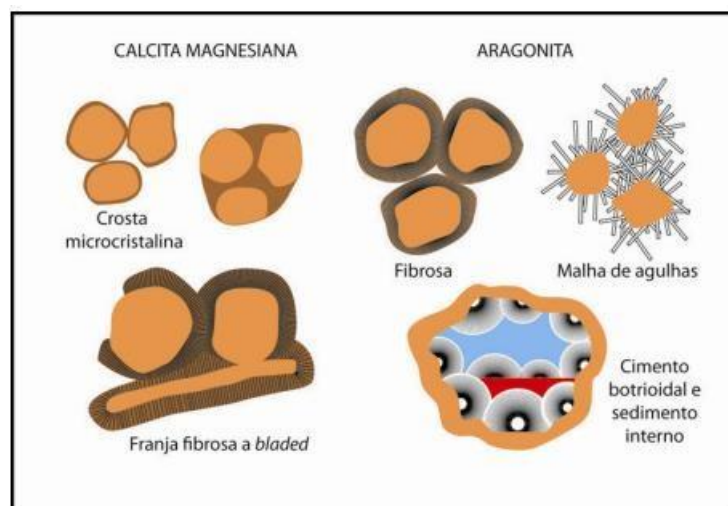
Fases metaestáveis como calcita alto-magnésiana e aragonita são os cimentos que precipitam em ambiente marinho. Os ambientes relacionados com recifes geralmente têm cimentos de calcita alto-magnésiana, enquanto os cimentos de aragonita são mais comuns em ambientes de hardground e intermaré (formando beach rocks). Cristais microcristalinos, também conhecidos como micrita, podem precipitar como calcita alto-magnésiana, especialmente em ambientes recifais. Este material não liga ou mantém unidos os componentes da rocha, portanto, não pode ser categorizado como cimento (MOORE, 1989). Como estas fases minerais se estabilizam como calcita e dolomita por processos de dissolução e reprecipitação, é difícil encontrar esses cimentos nas rochas carbonáticas mais antigas. O cimento de aragonita perde mais textura durante a estabilização do que o cimento de calcita alto-magnésiana.

As características gerais dos cimentos marinhos encontrados em rochas carbonáticas podem ser identificadas (TUCKER, 2001):

- a) Os cristais da primeira geração são normalmente não-ferrosos e não-luminescentes;
- b) Eles geralmente são fibrosos e podem ser cortados por perfurações ou englobar fragmentos esqueléticos;

- c) Eles também podem estar associados a sedimentos presentes nas cavidades;

Figura 23. Desenho esquemático ilustrando diferentes tipos de cimentação marinha (SCHOLLE e ULMERSCHOLLE, 2003).



Fonte: SCHOLLE e ULMERSCHOLLE, 2003.

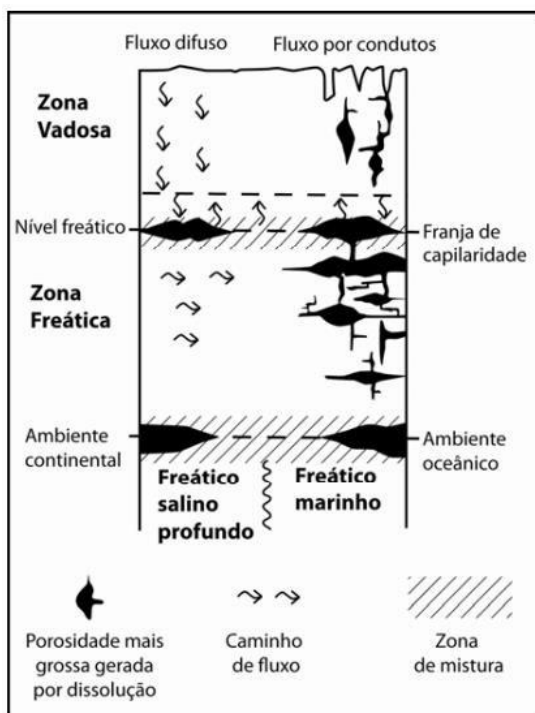
4.15 Diagênese em ambiente meteórico

A dissolução, a cimentação e a formação de solos são os principais processos da diagênese meteórica, que envolve principalmente água doce. A posição do lençol freático é crucial porque limita a zona freática abaixo e a zona vadosa acima. Na zona vadosa, os poros contêm água, ar ou ambos ocasionalmente. A área superior de infiltração se distingue da área inferior de percolação. Além de ser insaturada em relação a CaCO_3 , a água da chuva contém CO_2 atmosférico e outros gases "ácidos". Ao se infiltrar, ele também adquire CO_2 do solo e ácidos orgânicos, tornando a dissolução o processo principal que ocorre nesta região. A precipitação de calcita baixo-magnesiana ocorre geralmente como resultado da supersaturação da água com relação a CaCO_3 à medida que se move para baixo em direção à zona vadosa (TUCKER, 2001; TUCKER e WRIGHT, 1990). Os cristais de calcita baixo-magnesiana

precipitam na superfície dos grãos em forma de franjas assimétricas mais espessas na parte inferior dos grãos ou no contato entre os grãos, o que é conhecido como efeito de menisco. Os poros da zona freática estão sempre cheios d'água, e à medida que a profundidade aumenta, a água normalmente doce se transforma em águas mais salinas. A zona freática meteórica passa para a zona de mistura com a água do mar em regiões costeiras. Esta é uma região crucial para dissolução e dolomitização (Tucker and Wright 1990). Na primeira fase de cimentação, a calcita baixo-magnésiana (também conhecida como calcita romboédrica ou calcita "dente-de-cão") precipita na forma de uma franja isópaca de cimento ao redor dos grãos.

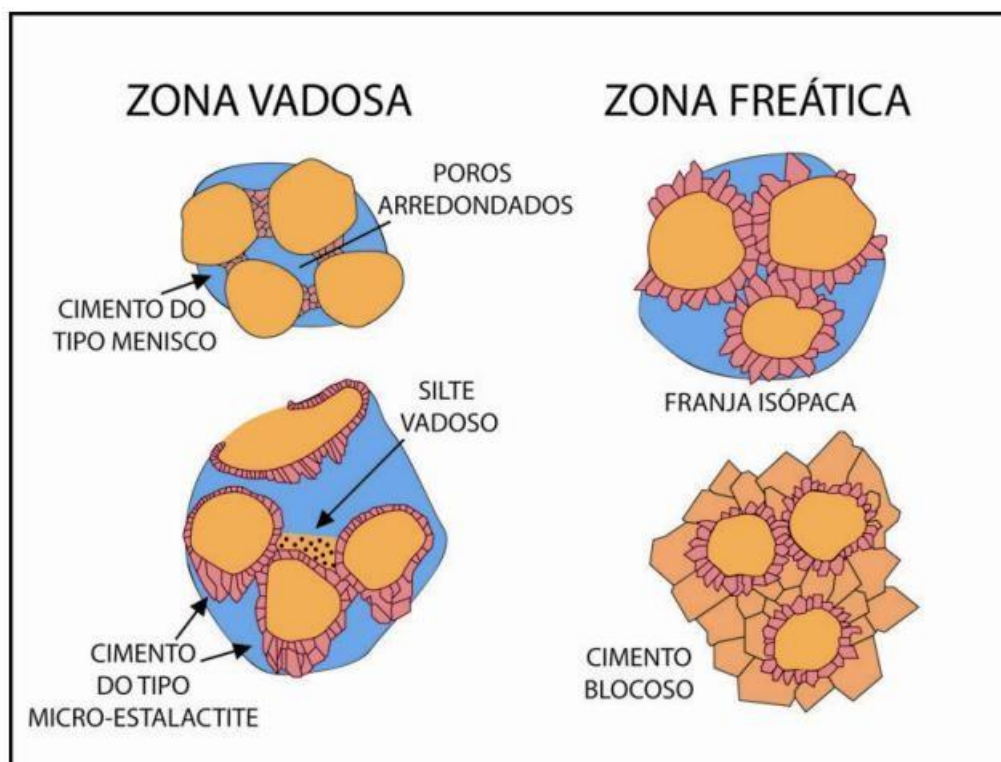
Após o primeiro estágio de cimentação, que pode ocorrer na zona vadosa ou na zona freática, a calcita alto-magnésiana perde magnésio, criando sedimento com calcita baixo-magnésiana e aragonita. A fase seguinte inclui a dissolução da aragonita e a reprecipitação de CaCO_3 em forma de calcita espática. A precipitação adicional de calcita baixo-magnésiana preencheria a porosidade residual no último estágio da diagênese meteórica (TUCKER, 2001; MOORE, 1989). Como ele controla a quantidade de água meteórica, a temperatura, o grau de cobertura vegetal e o desenvolvimento do solo, o clima é o fator mais influente na diagênese meteórica. O tipo e a extensão da dissolução cárstica também são determinados pelo clima (TUCKER, 2001).

Figura 24. Localizações de água subterrânea O fluxo pode passar através dos poros em forma de fluxo difuso ou através de fraturas. A zona de mistura, a zona freática de capilaridade e, em particular, a parte inferior da zona freática podem experimentar dissolução. As escalas são extremamente instáveis (TUCKER e WRIGHT, 1990).



Fonte: TUCKER e WRIGHT, 1990.

Figura 25. Uma representação esquemática dos vários tipos de cimentação meteórica (SCHOLLE e ULMERSCHOLLE, 2003).



Fonte: SCHOLLE e ULMERSCHOLLE, 2003.

4.16 Diagênese em ambiente de subsuperfície

Embora a maioria das rochas antigas tenha sido exposta ao ambiente de subsuperfície, que é um dos ambientes diagenéticos carbonáticos mais importantes, ainda é o mais desconhecido. Os processos de cimentação, compactação e dissolução sob pressão ocorrem em uma ampla gama de profundidade, pressão e temperatura; além disso, os fluidos dos poros variam em termos de salinidade, química e origem (TUCKER e WRIGHT, 1990). Geralmente, as águas de subsuperfície são salmouras e sua salinidade aumenta com a profundidade, alcançando níveis de centenas de partes por mil. Além disso, quando sedimentos e fluidos são

submetidos ao soterramento, sua temperatura e pressão aumentam, acelerando algumas reações químicas, como a precipitação de dolomita.

Devido ao aumento da massa sobrejacente, a pressão do fluido nos poros aumenta com a profundidade. A diagênese de subsuperfície depende do desenvolvimento de altas pressões de fluidos no poro porque pode prevenir ou retardar a compactação mecânica e química, bem como a cimentação. O fraturamento também pode ser causado por altas pressões. A pressão dos poros aumenta como resultado da formação de gases naturais como CO₂, CH₄ e outros como resultado da maturação da matéria orgânica (TUCKER e WRIGHT, 1990). A razão de fluxo dos fluidos em poros é significativamente menor do que em ambientes próximos à superfície. Isso indica que, dependendo da razão de fluxo de fluido, a razão de precipitação de cimento será significativamente menor no ambiente de subsuperfície, onde os fluidos de poros são tipicamente também supersaturados com relação a CaCO₃. Além disso, fluidos de poros subsaturados ocorrem em locais com alta degradação de matéria orgânica e alta pressão de CO₂. O processo de dissolução ocorre neste caso.

4.17 Sedimentação carbonática em contexto lacustre

Lagos são sistemas dinâmicos e extremamente sensíveis a mudanças climáticas e de pluviosidade (mesmo que sutis), o que não ocorre em sistemas marinhos. Assim, sistemas lacustres são muito menos estáveis, resultando em padrões de distribuição faciológica lateral e verticalmente mais complexos que os depósitos francamente marinhos, e devem ser estudados em uma escala de maior detalhe (TUCKER e WRIGHT, 1990). Além disso, apesar de apresentarem uma menor diversidade da biota, processos biológicos e químicos estão muito mais relacionados em comparação aos sistemas marinhos (TUCKER e WRIGHT, 1990). Um grande volume dos carbonatos precipitados em lagos tem origem bioinduzida, e não há análogos marinhos diretos para esses depósitos (TUCKER e WRIGHT, 1990). Por fim, aspectos físicos e hidrológicos, como a presença de estratificação da lâmina d'água, adicionam ainda mais complexidade a esse ambiente.

Lagos carbonáticos podem ocorrer em uma grande gama de contextos tectônicos, apresentando morfologia e também tamanhos variados. Todavia, grandes sistemas lacustres têm origem tectônica.

A biota de um sistema lacustre muito influencia a sedimentação, tendo peso ainda maior que nos ambientes carbonáticos marinhos. Plantas são particularmente importantes, já que produzem carbonato através da calcificação biologicamente influenciada ou através da bioindução da precipitação. Carófitas, pequenas plantas aquáticas, são as espécies de vegetais que mais contribuem para a precipitação direta de carbonato de cálcio. A presença de carófitas no registro geológico é normalmente interpretada como uma evidência de água doce. Contudo, algumas espécies são resistentes a salinidades de até 70% (BURNE et al.,1980). Algumas espécies de algas microscópicas também apresentam calcificação direta, gerando carapaças calcárias. No entanto, ao contrário dos sedimentos marinhos, esse material biogênico tem pouca importância para a sedimentação carbonáticas lacustre profunda.

Microrganismos também tem um papel crucial na formação de biohermas, como por exemplo mounds de tufa, Trombólitos e estromatólitos, além de induzirem a formação de oncóides. Essas formações carbonáticas são muito comuns em sistemas lacustres, e compõe depósitos extensos em lagos temperados e também em sistemas salinos-alcálinos (Tucker e WRIGHT,1990). Os biohermas apresentam tamanhos diversos, podendo variar de poucos centímetros até muitos metros de espessura. Esses carbonatos normalmente ocorrem nas zonas litoral e sublitoral, se estendendo até mais de 10 m de profundidade (TUCKER e WRIGHT,1990). É comum que biohermas se desenvolvam em áreas não colonizadas por plantas superiores, mas expostas a luz do sol.

A fauna de um sistema lacustre também tem um papel importante na sedimentação. Moluscos e ostracodes são componentes frequentes deste sistema, sendo úteis em estudos paleoambientais. Ostracodes também são indicadores sensíveis da composição química do lago.

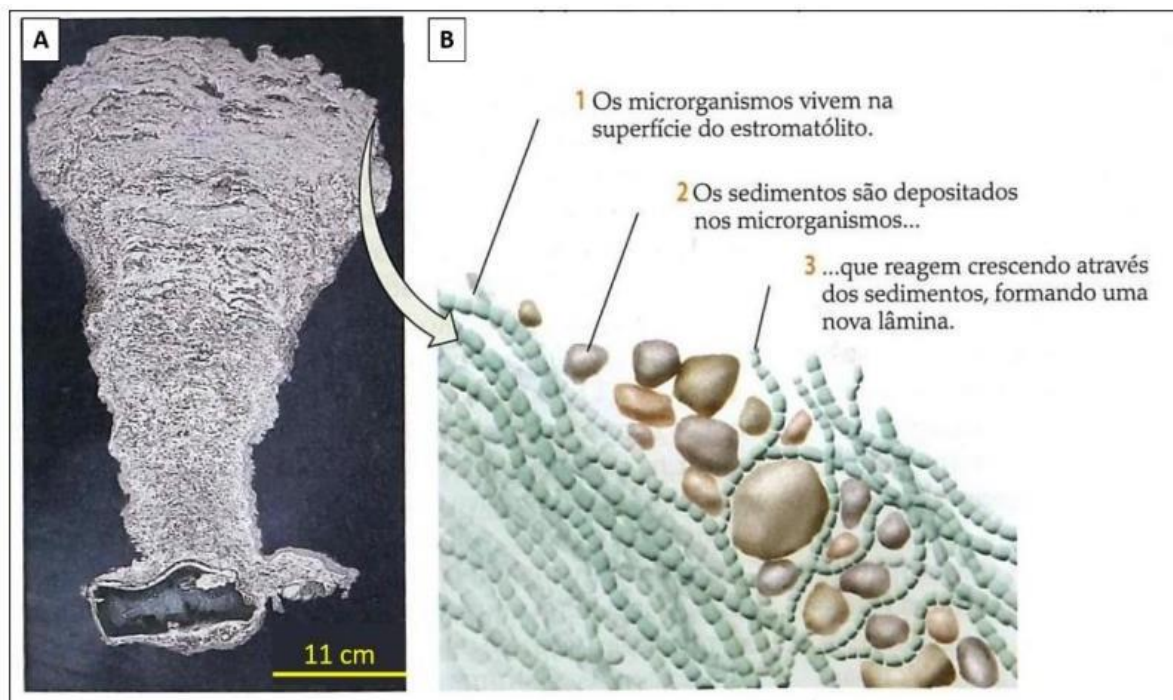
A bioturbação é um dos processos biológicos importantes mais frequentes, não só em ambientes lacustres como em ambientes marinhos. Esse processo é causado pela atividade de organismos bentônicos e pela presença de raízes de plantas.

Por fim, a bioerosão é um processo recorrente principalmente em lagos temperados, e resulta da atividade biológica que causa abrasão do substrato ou dos grãos carbonáticos (TUCKER e WRIGHT, 1990).

4.18 Microbialitos

Burne e Moore (1987), em seu trabalho clássico, definiram microbialitos como estruturas organossedimentares que se formam por consequência da interação de comunidades de microorganismos bentônicos que aprisionam sedimentos detríticos e/ou precipitam sedimentos químico. Brehm et al., (2004) englobaram no grupo de microbialitos os estromatólitos, trombólitos, esteiras microbianas, oncoides e oóides. Então, Riding (2011) atualizou a definição de microbialitos para sedimentos bentônicos produzidos pela indução de microorganismos, e englobou nesse grupo além dos estromatólitos, trombólitos e dendrólitos, todas as estruturas similares que ocorrem como domos e colunas em ambientes de águas rasas e são formadas pelo mesmo processo.

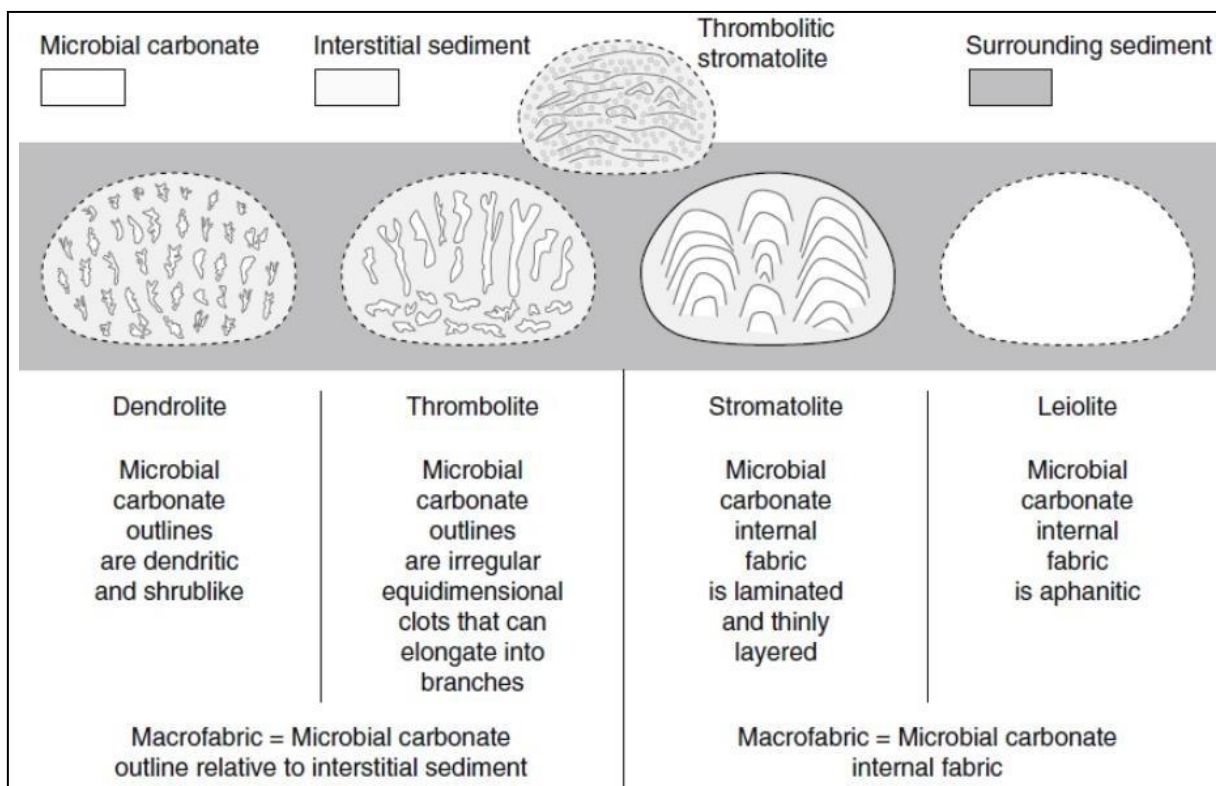
Figura 26. Imagem esquemática da formação de estromatólitos. a) amostra de estromatólito recente de Shark Bay, Austrália, mostrando a estruturação interna laminada; b) interação de microrganismos e sedimentos durante a formação da estrutura estromatólítica (Fonte: Adaptado de Grotzinger e Jordan, 2013).



Fonte: GROTZINGER e JORDAN, 2013.

Riding (2011) apresentou um modelo de diferentes microbialitos definidos com base na sua trama: estromatólito (laminado), trómbolito (coagulado), dendrólito (dendrítico) e leilólito (afanítico). Os microrganismos estariam associados diretamente a estas tramas. Entretanto, uma complicação é que as tramas de leilólitos e estromatólitos são definidas por características internas do carbonato microbiano, tal como laminação. Em contraste, as tramas de trombólitos e dendrólitos são definidas pela forma externa de massas individuais de carbonato microbiano, tais como coágulos ou pequenas massas semelhantes a arbustos.

Figura 27. Microbialitos Classificação de microbialitos segundo sua trama, proposta por Riding (2011).



Fonte: RIDING, 2011.

Para esta tese, serão abordados apenas os trombolitos, uma vez que são as fácies encontradas nos blocos estudados.

4.19 Trombolitos

Segundo Aitken (1967), os trombólitos são estruturas organossedimentares derivadas do aprisionamento de sedimentos por cianobactérias, sem haver a formação de uma estrutura laminada, mas sim coagulada ou esponjosa. Podem interagir com os estromatólitos à medida que os coágulos individuais se tornam distintamente laminados, gerando formas intermediárias designadas de trombólíticas-estromatólíticas. Além de ser recorrente a ocorrência de trombólitos graduados para cima encerrados por estromatólitos domais. Além disso, tem-se o

estromatólito trombolítico, tipificado pelo mesmo autor como fracamente coagulado e grosseiramente laminado.

Segundo Terra et al., Trombolitos são depósito de textura macroscópica coagulada (clotted) maciça e dômica. Na maioria das vezes de origem microbiana.

Figura 28. Trombolito, Fm. Riachuelo, Cretáceo, Bacia Sergipe-Alagoas (TERRA et al., 2010)



Fonte: TERRA, 2010.

Os trombólitos são enigmáticas, muitas vezes mal descritas e compreendidas rochas carbonáticas. Artigos publicados por Kirkham e Tucker em 2018 e por Gallois e Bosence 2021 revisam como os trombólitos não marinhos são formados por meio de um processo complexo e multifásico de construção de estruturas microbianas, erosão, cimentação, recristalização e episódios de sedimentação interna. O reconhecimento de tais fases de construção de trombolita fornece uma estrutura para a interpretação das condições ambientais flutuantes que levam à sua

formação. Estes trabalhos foram utilizados como referência para interpretação dos resultados dessa tese.

Os trombólitos são estruturas sedimentares compostas por comunidades microbianas que formam camadas finas e laminadas. Eles são mais comumente encontrados em ambientes rasos de água doce e são formados pelo acréscimo de comunidades microbianas em estruturas de sedimentos existentes. As comunidades microbianas que formam trombólitos são geralmente compostas por bactérias, archaea e cianobactérias. Os trombólitos são geralmente caracterizados por estruturas em forma de cúpula ou coluna compostas por finas camadas de sedimentos intercaladas com restos microbianos (Kennard e James 1986). A formação de trombolito é um processo complexo que envolve uma combinação de processos biológicos, químicos e físicos (REID, 2001).

Os processos biológicos são responsáveis pela deposição inicial do material sedimentar. Microorganismos, como bactérias e algas, produzem substâncias poliméricas extracelulares (EPS), que atuam como uma cola para unir as partículas do sedimento. Com o tempo, essas partículas formam um tapete microbiano denso que retém sedimentos e estimula o crescimento microbiano (GROTZINGER e KNOLL, 1999).

Processos químicos, como precipitação e dissolução, também estão envolvidos na formação de trombólitos. A precipitação ocorre quando o cálcio e outros minerais são liberados do tapete microbiano, formando uma casca dura ao redor das partículas. Essa casca ajuda a proteger as partículas da ação das ondas e correntes. A dissolução ocorre quando o dióxido de carbono e outros ácidos são liberados na água, fazendo com que o carbonato de cálcio nas partículas se dissolva (RIDING, 2000)

Finalmente, processos físicos, como ação de ondas e movimentos de corrente, quebram as partículas e ajudam a formar a estrutura em forma de cúpula característica dos trombólitos. À medida que as partículas são decompostas, mais material sedimentar fica preso na matriz microbiana, contribuindo ainda mais para o crescimento dos trombólitos (RIDING, 2000).

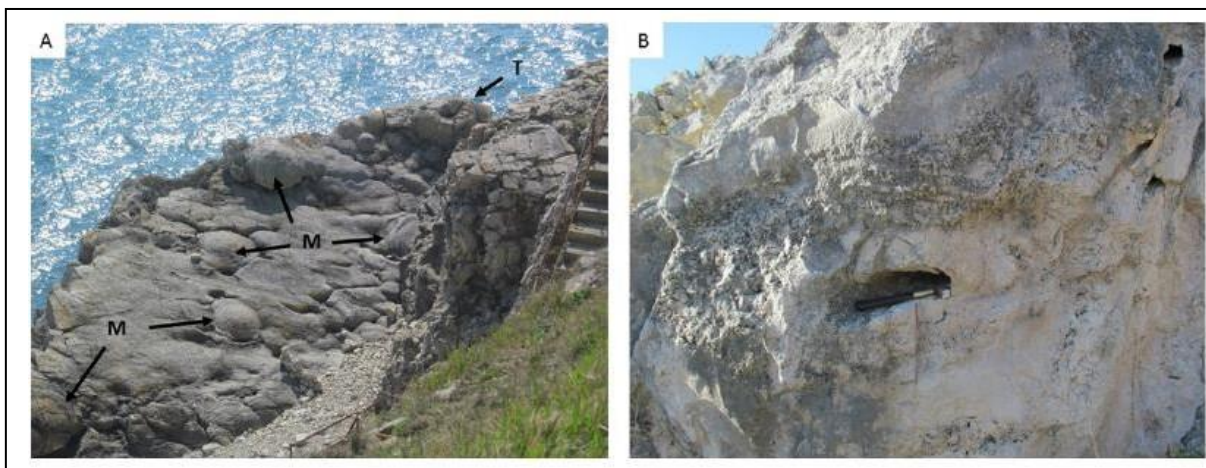
4.20 Trombolitos “Purbeckiano”

As exposições dos trombolitos são mais conhecidas dentro dos estratos do grupo Purbeck inferior do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (Tithoniano) ao longo da costa sul da Inglaterra na área da Ilha de Portland (KIRKHAM e TUCKER, 2018).

Na Ilha de Portland, trombólitos ocorrem dentro de três horizontes estratigráficos conhecidos sucessivamente como: Skull Cap, Hard Cap e Soft Cap. Eles são separados por horizontes de paleossolos conhecidos como camadas “Suja” (WEST, 1975; WEST, 2012; PERRY, 1994; GALLOIS et al., 2018).

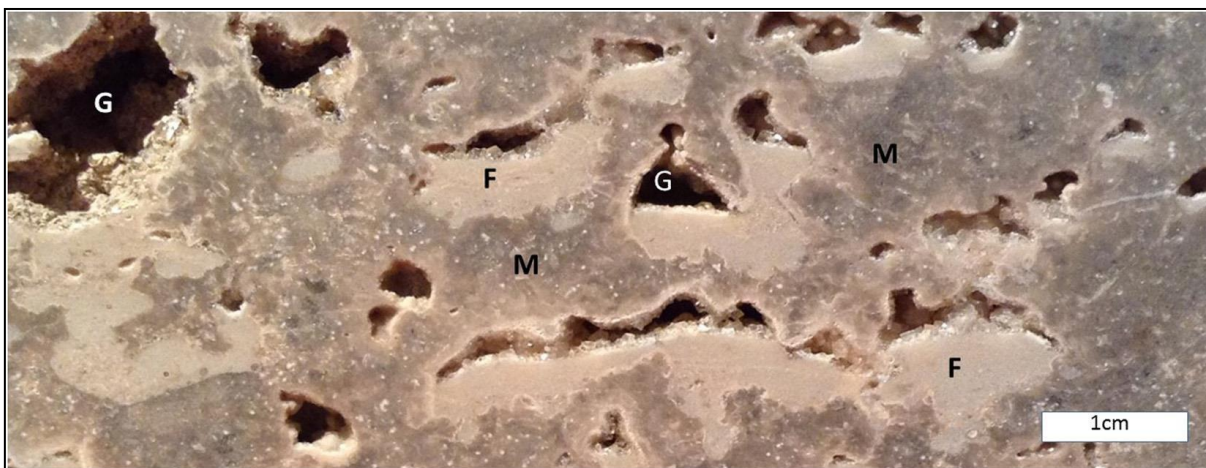
O Soft Cap também inclui a famosa floresta de fósseis perto de Lulworth. Os trombólitos geralmente crescem como montes de até 10 de diâmetro e até 3 m de altura. Eles geralmente se acumulam em torno das bases de árvores contemporâneas ou troncos de árvores caídos (agora silicificados ou representados pelos moldes) inicialmente em um substrato de Boundstone enterrado (GALLOIS et al., 2018). Vugs são abundantes e crostas de calcita notáveis com superfícies lisas botrioidais geralmente circundam os mesoclotes ou cobrem os trombólitos. Em superfícies frescas e intemperizadas são esbranquiçadas (KIRKHAM e TUCKER, 2018).

Figura 29. Distintos Mounds microbianos circulares (M). Um Mound (T) originalmente desenvolvido em torno de um tronco de árvore que desde então foi removido pela erosão deixando um centro do Mound oco. Os Mounds têm cerca de 3 m de diâmetro. B. Um molde de um tronco caído cercado inicialmente por Boundstone (superfície lisa) e depois por trombólito. Martelo, dentro do molde do tronco, para escala (KIRKHAM e TUCKER, 2018).



Fonte: KIRKHAM e TUCKER, 2018.

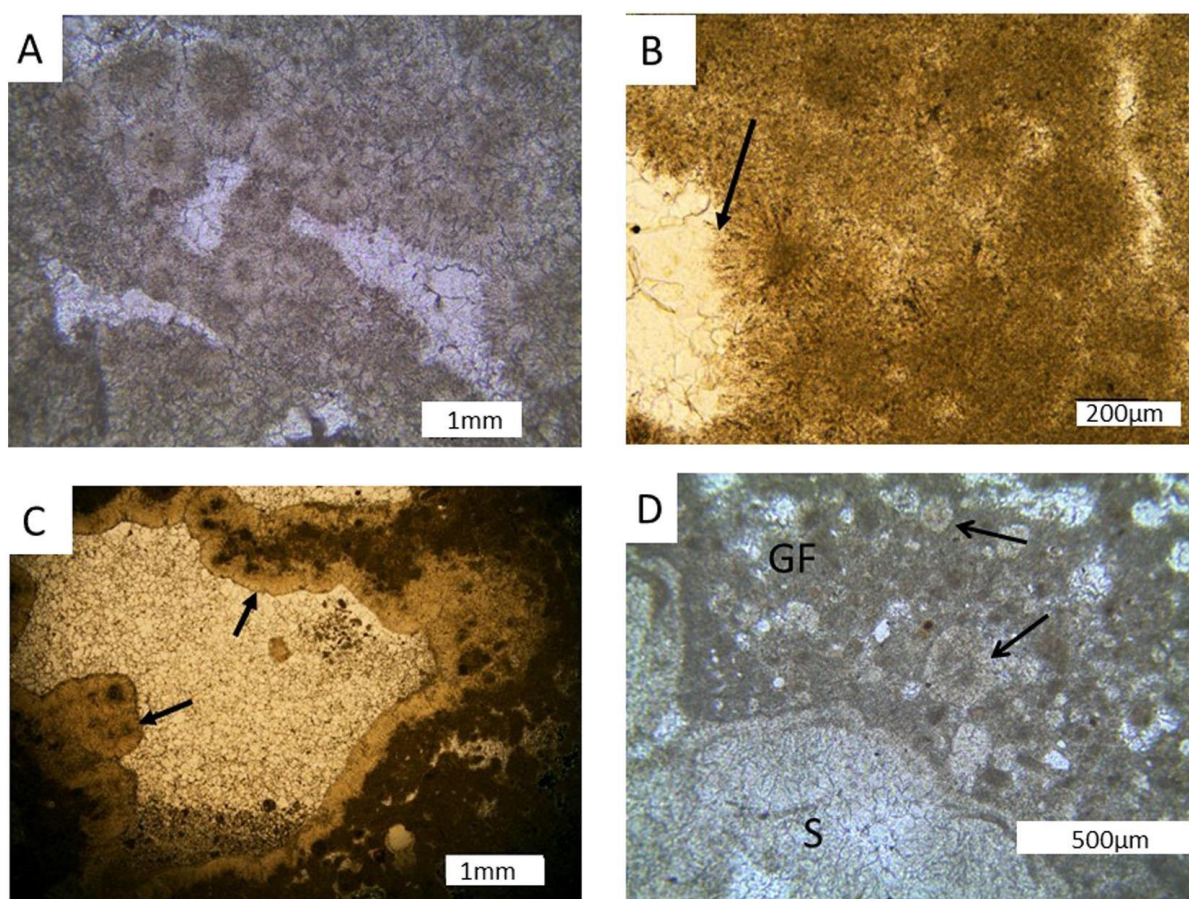
Figura 30. Fragmento de rocha polida de mesoclots microbianos purbeckianos (M) e galerias macroporosas (G) revestidas por calcita fibrosa antes de serem parcial ou completamente ocluídas com preenchimentos geopetal (F) de principalmente peloides e esferulitos localmente. A crosta de calcita também comumente se desenvolveu acima dos preenchimentos, assim como os cristais de gypssita locais (KIRKHAM e TUCKER, 2018).



Fonte: KIRKHAM e TUCKER, 2018.

Os trombólitos purbeckianos exibem uma aparência microcoagulada compreendendo peloides, cada um cercado por córtices de cristais fibrosos amarelo-acastanhados, radiantes e em forma de cunha formando os esferulitos, 150-800 μm de diâmetro. Os cimentos de franja de calcita radial marrom também foram ilustrados por Perry (1994). Os poros entre e dentro dos mesoclotes foram parciais ou completamente preenchidos por cristais de cimento de calcita. Onde ocorrem cimentação das bordas, eles compreendem cristais de calcita límpidos micro-dentes de cão com extinção uniforme, mas que podem ser sintáticos com cristais intra-esferulita em forma de cunha contendo inclusões radiantes, imitando o original córtices esferulíticos fibro-irradiantes.

Figura 31. Fotomicrografias plana-polarizadas de lâmina delgada de Mircobilitos do grupo purbeck. **A.** Interior do mesoclot compreendendo esferulitos interferentes levemente empacotados com núcleos peloidais. Oclusão total da porosidade com calcita. **B.** Esferulitos mesoclot com tecido de cristal radial acentuado por inclusões microbianas (?) dispostas radialmente. Os córtices de esferulitos são preservados dentro de calcita neomórfica (seta). **C.** Um macroporo entre mesoclotes esferulíticos forrados com feixes de crosta de calcita fibrosa formada por crescimento assimétrico de esferulitos (seta) no poro contendo um preenchimento geopetal parcial de grãos peloidais e lama calcária. O restante do poro é ocluído por pseudospar. **D.** Um mesoclote esferulítico (S) com crosta de calcita fibrosa periférica recoberto por um preenchimento geopetal (GF) de peloides. Esferulitos isolados (seta) ocorrem como parte do preenchimento.



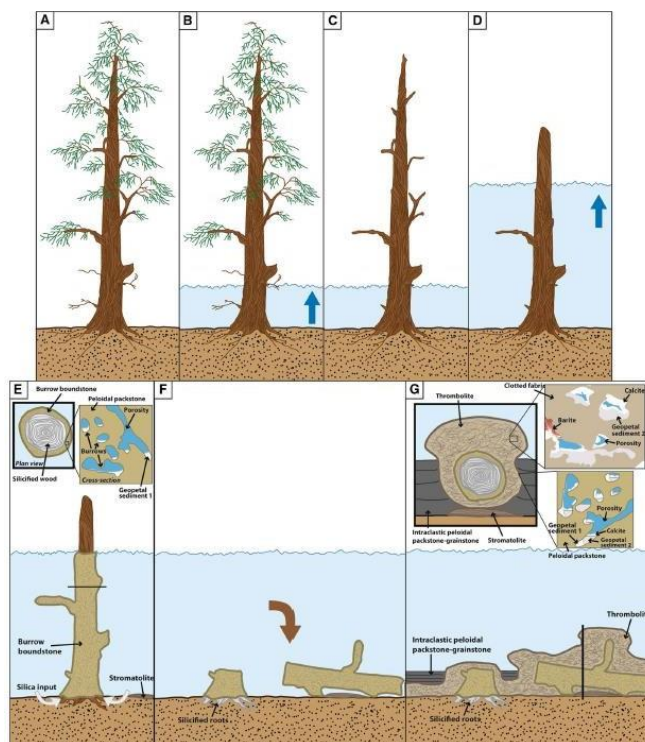
Fonte: o autor, 2023.

Em sua tese de doutorado, Arnauld Gallois (GALLOIS, 2016) propôs uma possível sequência de eventos envolvidos na formação dos Mounds de Trombolitos depositados ao redor

das árvores. Os trombólitos concêntricos e enterrados ao redor das árvores e com espessura bastante semelhante indicam que as árvores estavam em posição vertical durante a deposição (BOSENCE, 1987).

A sequência da criação dos Mounds de Trombolitos está ilustrada na Figura 32, seguindo a ordem geocronológica: **A** - Árvore na margem do lago de água salobra; **B**- Nível do lago sobe inundando margens e na sequência as árvores morrem e apodrecem. **C** - Formação dos Boundstones ao redor dos troncos e galhos das árvores e silificação dos restos de madeira; **D** - A deposição da fácies trombólito ocorre principalmente em árvores ascendentes e no fundo do lago; contemporaneamente com a deposição da fácies de grainstone de packstone peloidal intraclástica (Intermounds).

Figura 32. Sequência de eventos explicando a deposição e a formação dos Mounds de Trombólitos do Membro Mupe, Grupo Purbeck (GALLOIS, 2016). (A) árvore *Protocupressinoxylon purbeckensis* crescendo em solo Purbeck (após Francis 1982). (B) Inundação de solo vegetado com lago de água salobra. (C) Decadência das árvores. (D) O nível do lago continua subindo até pelo menos 4 m de profundidade, o que é acompanhado pela decomposição das árvores. (E) Acumulação das fácies Burrow boundstone e sub-fácies Estromatólitos. A linha preta localiza a seção transversal superior. (F) A árvore se rompe com o invólucro Burrow boundstone e cai perto de seu tronco. (G) Toco in situ com fratura troncos e galhos de árvores formam substrato para acúmulo de subfácies Thrombolite. A linha preta localiza a seção transversal superior



Fonte: o autor, 2023.

5 MATERIAL E MÉTODOS

Para a elaboração desta tese, inicialmente foi realizada revisão abrangente da literatura existente relacionada à evolução geológica das camadas de Hard Cap, Membro Mupe, Grupo

Purbeck e Bacia de Wessex e de rochas carbonáticas não marinhas, para tal foram consultadas dissertações de mestrados, teses de doutorados e artigos científicos publicados na literatura.

Os dados utilizados nesta tese foram extraídos de bloco de rocha do Membro Mupe do Grupo Purbeck coletados em localidade pedreiras na costa Dorset (Reino Unido). Para a caracterização das rochas carbonáticas foram descritas as feições macroscópicas do bloco e testemunhos de perfurações. Amostras coletadas foram submetidas a Petrográfica, catodoluminescência (CL), microscopia eletrônica de varredura-espectroscopia de energia dispersiva (SEMEDS), microanálise de sonda eletrônica (EPMA) e isótopos estáveis de carbono-oxigênio (CO) foram realizadas e os resultados foram empregados para identificar as diferentes formas de porosidade e a integração com a microtomografia de raios-x e petrofísica.

Figura 33. Pedreira com operação de extração de calcário em Purbeck área de Dorset de onde os blocos foram provenientes.



Fonte: O autor, 2019

Figura 34. Amostras de rochas da região de Dorset, Reino Unido sendo transportadas para o Brasil.



Fonte: O autor, 2019

A aquisição dos dados neste trabalho será tratada em etapas distintas. Na primeira serão abordados os dados petrofísicos obtidos através Laboratório de Petrofísica do Observatório Nacional. A segunda relaciona-se com todos os dados de Petrografia e geoquímica, desde a preparação das lâminas até as análises geoquímicas e estratigráficas do Laboratório De Estratigrafia Química E Geoquímica Orgânica (LGQM-UERJ). A terceira etapa está relacionada com todos os dados de microtomografia de raios X μ CT que foram adquiridos no Laboratório de Instrumentação Nuclear da Faculdade de Engenharia Nuclear da COPPE UFRJ. A quarta etapa está relacionada com os dados adquiridos no Departamento de Geodinâmica, Estratigrafia e Paleontologia da Universidad Complutense de Madrid: focados no aprofundamento dos estudos relacionado a sedimentação e diagênese das amostras aqui estudadas. E por fim o processo de estimulação ácidas para incremento da permeabilidade e porosidade.

5.1 Testemunhagem

Para a realização dos trabalhos de perfuração foi utilizada uma perfuradora Stihl com barrilete de 1 polegada de diâmetro e a recuperação dos testemunhos mostrou-se satisfatória para este tipo de pesquisa.

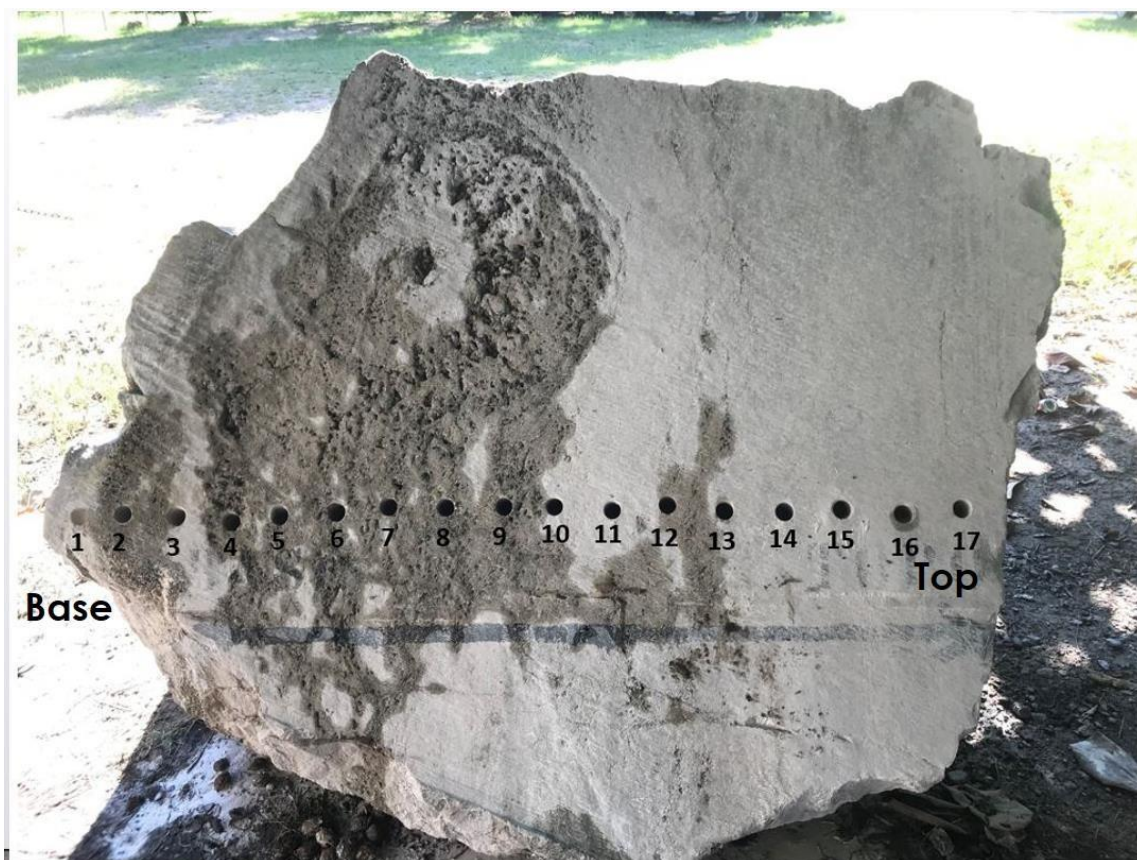
Figura 35. Operação de extração dos testemunhos com perfurador STIHL.



Fonte: O autor, 2019

A operação de sondagem foi realizada na UERJ, onde os blocos estão localizados. O barrilete era sacado do bloco e o testemunho era retirado manualmente e na sequência catalogado. Os testemunhos retirados foram acondicionados em caixas de papelão, limpos e secos. Primeiramente foram extraídos 17 testemunhos com espaçamento de 10 cm da base para o topo, de acordo com a estratigrafia.

Figura 36. Posição dos primeiros 17 Plugs extraídos no Bloco de Purbeck.



Fonte: O autor, 2019

5.2 Preparação das Amostras

A preparação dos testemunhos foi realizada no Laboratório de Petrofísica do Observatório Nacional, seguindo os procedimentos da Norma API RP 40. As dezessete (17) amostras foram entregues em formato cilíndrico (plugs), com diâmetros aproximados a 1' polegadas, adequado para fazer as medidas de porosidade e permeabilidade. Os testemunhos foram “facetados” utilizando uma serra de corte.

Figura 37. Serra de corte utilizadas para "facetar" os plugs.



Fonte: O autor, 2019

As amostras foram limpas via extrator Soxhlet com metanol, para remover impurezas de sais minerais, por um período de três dias cada uma. Logo, foram secas em estufa a 60°C por 24 horas e caracterizadas quanto às suas propriedades permoporosas. A pressão de confinamento aplicada aos ensaios foi de pressão padrão de 500psi.

Figura 38. Extrator Soxhlet com metanol utilizado para limpeza das amostras.

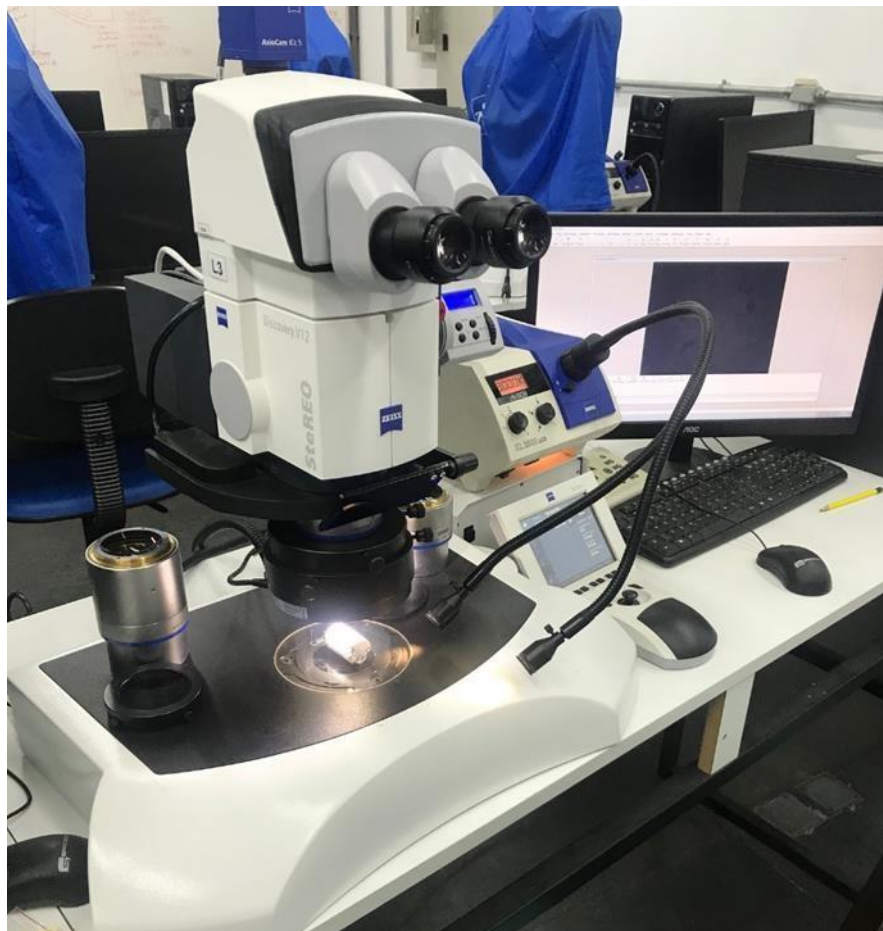


Fonte: O autor, 2019

5.3 Digitalização dos testemunhos

A etapa de digitalização dos testemunhos adquiridos foi realizada através de Estereomicroscópios de polarização Zeiss. As imagens estão localizadas no apêndice dessa tese.

Figura 39. Estereomicroscópios de polarização Zeiss.



Fonte: O autor, 2020

5.4 Petrofísica

Os dados utilizados neste estudo são compostos por três principais propriedades: Gama Ray (GR); Porosidade e Permeabilidade. Os métodos usados nas Análises serão descritos a seguir, tomando-se como base os conceitos estabelecidos:

Raios Gama: A investigação radiométrica se baseia na emissão de partículas α (prótons), β (elétrons) e γ (raios gama) derivada de elementos instáveis que emitem radioatividade através do decaimento radioativo. São eles o Urânio (na forma de seus isótopos U234, U235 e U238), o Tório (Th232) e o Potássio K40. Esses elementos são os principais

responsáveis pela radioatividade natural terrestre. Consiste essencialmente de um cintilômetro destinado a detectar e medir a radioatividade natural das rochas emitida pelo Urânio, Potássio e tório. As medidas radiométricas foram realizadas utilizando detector através de detector gama portátil de iodeto de sódio, GRS -2000, da UERJ.

Primeiramente foi efetuada a calibração do detector portátil gama. A calibração deste instrumento foi realizada no Instituto de Radiometria e Dosimetria (IRD), o qual faz parte da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). As medidas foram realizadas no dia 26 de setembro de 2019 sob condições climáticas favoráveis, com temperatura de $(27 \pm 4) ^\circ\text{C}$ e umidade de 68%.

O sistema de calibração desta instituição é constituído por oito blocos de concreto cilíndrico, que são as fontes radioativas chamadas de LAJES ou PADS. Esses PADS possuem 3 metros de diâmetro, 0,5 metros de espessura pesando em torno de 7,5 toneladas, também existe uma piscina cilíndrica com 4 metros de diâmetro e 0,7 metros de profundidade (CONTI, 1999; BECEGATO, 2005). A Figura 53 apresenta o arranjo esquemático das fontes.

Figura 40. Arranjo esquemático das fontes.



Fonte: O autor, 2019

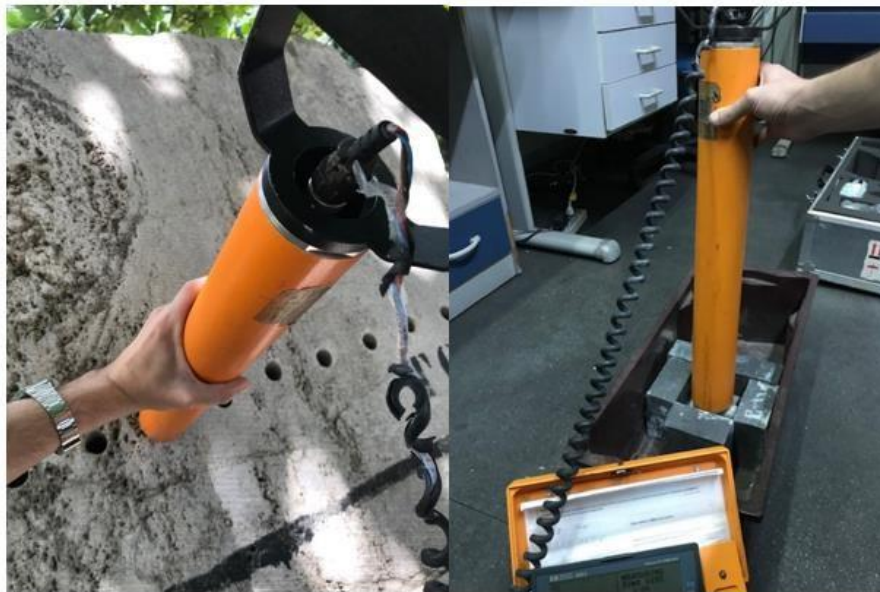
Figura 41. Calibração do GRS-2000 no IRD.



Fonte: O autor, 2019

As medições de GRS foram efetuadas de duas maneiras: A primeira no plug isolado por uma caixa de chumbo e a outra diretamente no bloco. Foram efetuadas duas medidas em cada ponto/plug e realizado uma média. Cada medida teve a duração de 3 minutos.

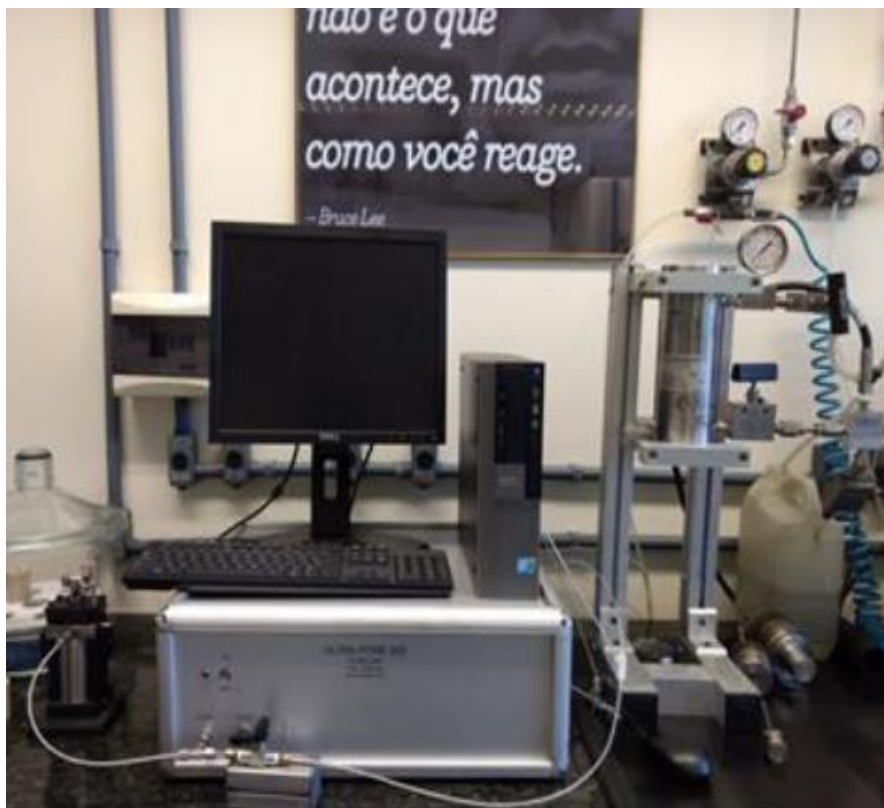
Figura 42. Medição GRS - Gama Ray Espectral.



Fonte: O autor, 2019

Porosidade: A porosidade, é a porcentagem de espaços vazios em uma rocha quando comparados ao seu volume, esta medida foi realizada num porosímetro UltraPore 300 da Core Lab, a uma temperatura de 23 °C. Os dados são obtidos a partir da Lei de Boyle. Durante o processo, o gás nitrogênio é liberado pelo cilindro preenchendo a linha e a câmara interna do equipamento, o declínio de pressão do gás é proporcional ao volume poroso (V_p). Conhecendo o volume total da amostra (V_t), a porosidade é calculada ($\square=100.V_p/V_t$) (Figura 22).

Figura 43. Porosímetro UltraPore 300 da Core Lab.



Fonte: O autor, 2019

Permeabilidade: A permeabilidade absoluta (k_{ab}) foi realizada a temperatura de 23°C num permeâmetro de expansão a gás (nitrogênio), UltraPerm 500, da Core Lab, Figura 1b. A medida da permeabilidade é obtida pelo diferencial de pressão quando o gás atravessa a amostra, segundo a lei de Darcy, Equação 1.

Figura 44. Permeômetro de expansão a gás, UltraPerm 500 da Core Lab.



Fonte: O autor, 2019

5.5 Petrografia

A Petrografia tem desempenhado um importante papel no estudo e avaliação de rochas carbonáticas, auxiliando na identificação de facies, na caracterização mineralógica, na reconstrução da história.

Neste tópico, apresenta-se um resumo dos fundamentos da petrografia de rochas carbonáticas, com ênfase nas técnicas analíticas e ferramentas usadas nessa dissertação. Esse resumo servirá de base para a discussão dos resultados posteriores e a associação com os dados de microtomografia.

As lâminas delgadas de rocha são analisadas com auxílio de microscópio petrográfico Zeiss Imager A2 que possui 6 objetivas (1.25X, 2.5X, 5X, 10X, 20X e 40X) e uma câmera fotográfica acoplada para captura de fotomicrografias.

Figura 45. Microscópio petrográfico Zeiss da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.



Fonte: O autor, 2022.

A descrição petrográfica é realizada para identificar os constituintes primários da rocha como grãos do arcabouço e matriz, estruturas e texturas sedimentares, tipos de poros e componentes diagenéticos (minerais autigênicos como cimento e produto de substituição).

A técnica da petrografia quantitativa utilizada neste estudo consiste numa descrição petrográfica sistemática de lâminas petrográficas, com uso de microscópios de luz polarizada juntamente com a utilização do software Petroledge® (DE ROS et al., 2007). Neste relatório foi analisada 1 lâmina utilizando esta metodologia.

Esta técnica utiliza um método sistemático de caracterização dos principais aspectos texturais, teores, hábitos, localizações, distribuições e relações entre constituintes primários e diagenéticos, e os tipos de poros. Todas as amostras foram impregnadas com resina epoxy, com o objetivo de facilitar a preparação das lâminas e a observação da porosidade. Foi aplicado um tingimento com solução de alizarina e ferrocianeto de potássio a fim de diferenciar os carbonatos (TUCKER, 1988). “A quantificação das amostras foi realizada através de análise modal, realizada pela contagem de 300 pontos por lâmina, dispostos em transversas dispostas perpendicularmente à laminação ou orientação dos grãos. A contagem de pontos foi feita com o uso de charriot acoplado ao microscópio com botões de passo de acordo com a granulometria das amostras, para evitar a quantificação do mesmo constituinte mais de uma vez” (DE ROS et al., 2007).

A descrição utilizando o software Petroledge® segue uma padronização com nomenclatura normatizada, pela identificação inicialmente da amostra com relação à sua localização (poço, profundidade, unidade, bacia, estado, país) e um pequeno sumário das principais informações encontradas na lâmina. Após esta etapa são informados as principais feições estruturais, granulometria, arredondamento, esfericidade e seleção assim como a orientação, sustentação e empacotamento da fábrica. Todos os constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros foram descritos e quantificados com relação a seus tipos, hábitos, localização e relações paragenéticas (SCHOLLE, 2003). O método de classificação utilizado para as rochas carbonáticas descritas neste relatório segue a classificação de Embry e Klovan (1971) e readaptado para as classificações das rochas carbonáticas em reservatórios das bacias sedimentares brasileiras seguindo a nomenclatura de Terra et al., (2009). As classificações quanto a geometria e porosidade de rochas carbonáticas são baseados na classificação de Chorquette e Pray (1970).

5.6 Catodoluminescência

A catodoluminescência foi usada para analisar 6 novas lâminas petrográficas, as quais foram elaboradas no laboratório de preparação de lâminas delgadas do Departamento de Estratigrafia (Universidad Complutense de Madrid), UCM.

Nesta etapa do trabalho, o objetivo foi examinar minuciosamente a luminescência demonstrada pelos produtos diagenéticos mais importantes identificados durante a análise petrográfica: os diferentes cimentos. O Laboratório de Microscopia de Catodoluminescência (CL) Fria e Fluorescência do Departamento de Estratigrafia da Universidad Complutense de Madrid foi o local onde o estudo foi realizado. Foi usado um equipamento CL Technosyn modelo CITL Mk 4 acoplado an um microscópio de polarização Nikon Labophot-Pol.

Figura 46. Equipamento CL Technosyn modelo CITL Mk 4 acoplado a um microscópio de polarização Nikon Labophot-Pol do Departamento de Estratigrafia da Universidad Complutense de Madrid

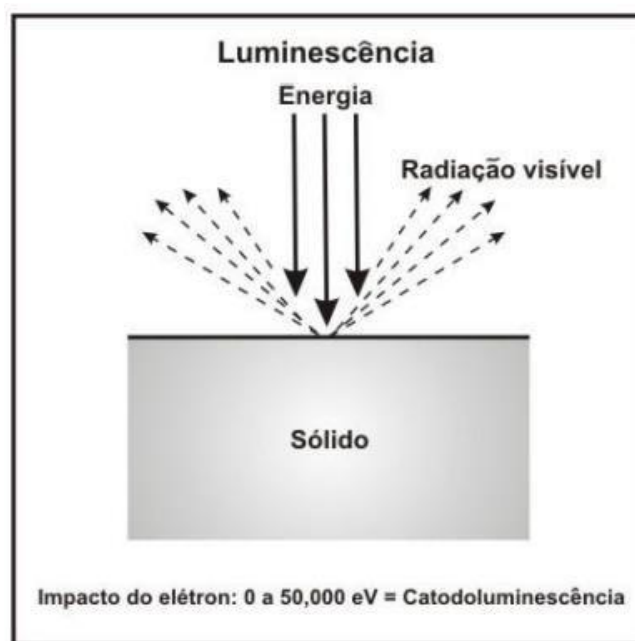


Fonte: O autor, 2023.

A porosidade das amostras escolhidas para a análise da catodoluminescência é amarela ou laranja. Isso é resultado da reação da resina da lâmina ao calor que é liberado durante a CL. A luminescência é an emissão de luz de um sólido que foi excitado por energia.

A catodoluminescência (CL) ocorre quando um material é excitado por elétrons (MILLER, 1988). Isso ocorre em um tubo de raio catódico, que é comumente encontrado em aparelhos de televisão e osciloscópios. A radiação visível do sólido luminescente é produzida pela energia incidente (MARSHALL, 1988).

Figura 47. O tipo de processo de luminescência em que um feixe de elétrons incide sobre um material (MARSHAL, 1988).



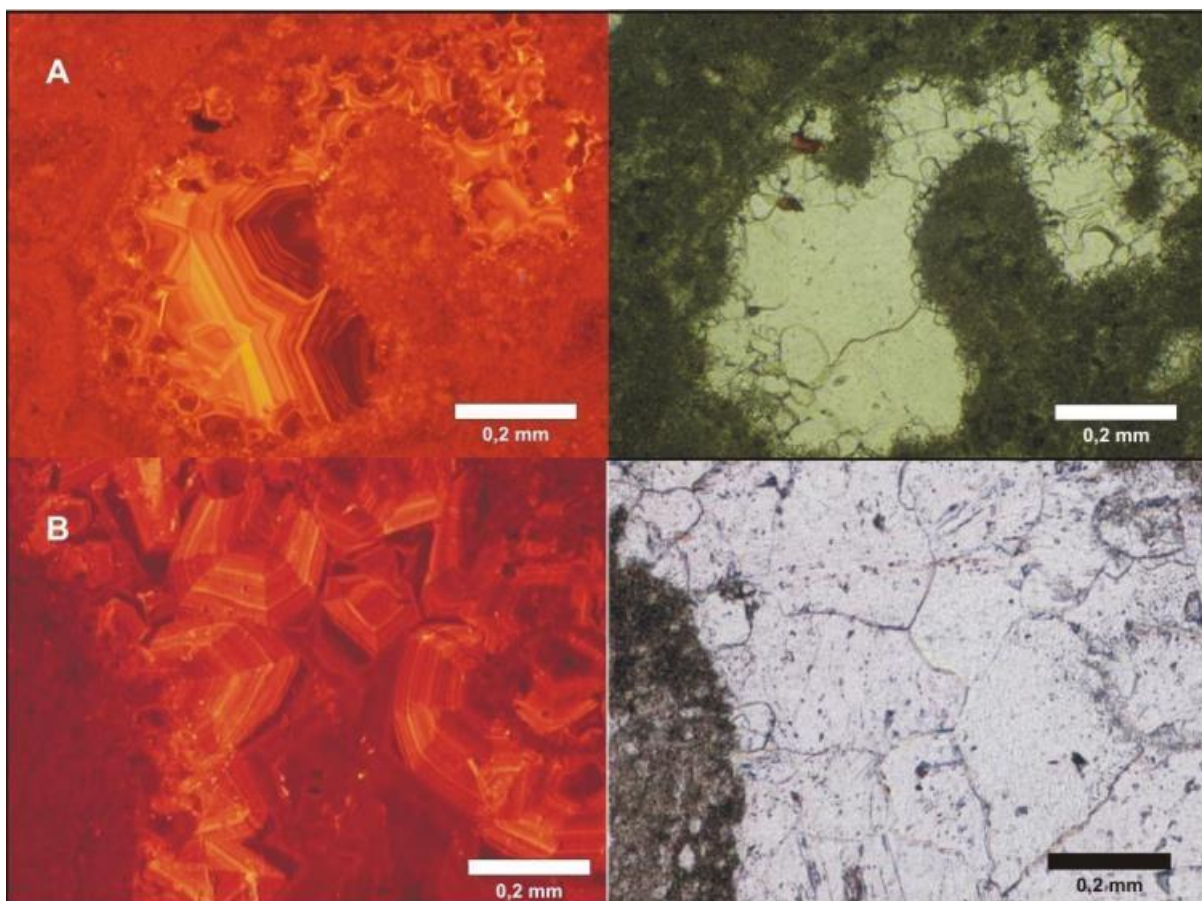
Fonte: MARSHAL, 1988.

A lâmina delgada é colocada em uma pequena câmara de vácuo na microscopia de catodoluminescência fria e é bombardeada com elétrons de baixa energia (10-20 kV). Os elementos-traço ou defeitos podem ser observados por meio de luz visível emitida por um microscópio ótico (WITKOWSKI et al., 2000). O Mn_{2+} e o Fe_{2+} , que atuam como ativadores e inibidores do manganês, são os íons mais significativos em afetar a intensidade da luminescência nos carbonatos. Portanto, a variação na razão Mn_{2+}/Fe_{2+} nos cristais geralmente reflete as variações na intensidade da luminescência (ADAMS e MACKENZIE, 1998, MARSHALL, 1988, WITKOWSKI et al., 2000; VUILLEMIN et al., 2011). Por sua propensão única à luminescência nos minerais carbonáticos, a catodoluminescência agora faz parte da rotina da petrografia dos carbonatos (ADAMS e MACKENZIE, 1998). As impurezas dos minerais carbonáticos constituem a maior parte da luminescência visível, em comparação com os elementos maiores. Quando submetidos a CL, os minerais carbonáticos apresentam um zoneamento típico. O zoneamento mostra como as condições de crescimento mudam ou os

mecanismos de crescimento mudam. Portanto, existem dois tipos distintos de zoneamento: (1) O zoneamento concêntrico (também conhecido como zoneamento de crescimento) ocorre quando a composição do fluido de poro, bem como os valores de pH e Eh mudam durante a precipitação. Isso resulta em bandas concêntricas claras e escuras, como ilustrado na Figura 48A. (2) O zoneamento setorial ocorre quando a face de crescimento de um mineral com diferentes orientações cristalográficas incorpora diferentes concentrações de elementos-traço (Figura 48 B).

Porém, o zoneamento oscilatório, homogêneo e mosqueado (mottled) são vistos por Reeder (1991 apud VUILLEMIN et al., 2011). A luminescência e o tipo de zoneamento da calcita dependem de variações temporais e espaciais da química do fluido do poro, mudanças no Eh/pH do fluido intersticial, concentrações de íons metálicos, atividade do Ca^{2+} , cinética do crescimento do cristal e fonte da matéria orgânica e minerais de argila (MACHEL, 1985; VUILLEMIN et al., 2011). Para apoiar outras análises (petrografia e geoquímica), o estudo da CL em materiais carbonáticos permite a caracterização de várias gerações de cimento e outros minerais diagenéticos. A revelação das etapas sucessivas ou zonas de preenchimento do cimento em espaços vazios (como poros) com precisão maior do que é possível com a microscopia ótica é uma das aplicações mais importantes da CL em carbonatos (MARSHALL, 1988; ADAMS e MACKENZIE, 1998).

Figura 48. (A) Exemplo de zoneamento concêntrico de cimento de calcita exibido na catodoluminescência (amostra PJ-7 da área de estudo). (B) Exemplo de zoneamento setorial, com facetas radiais.

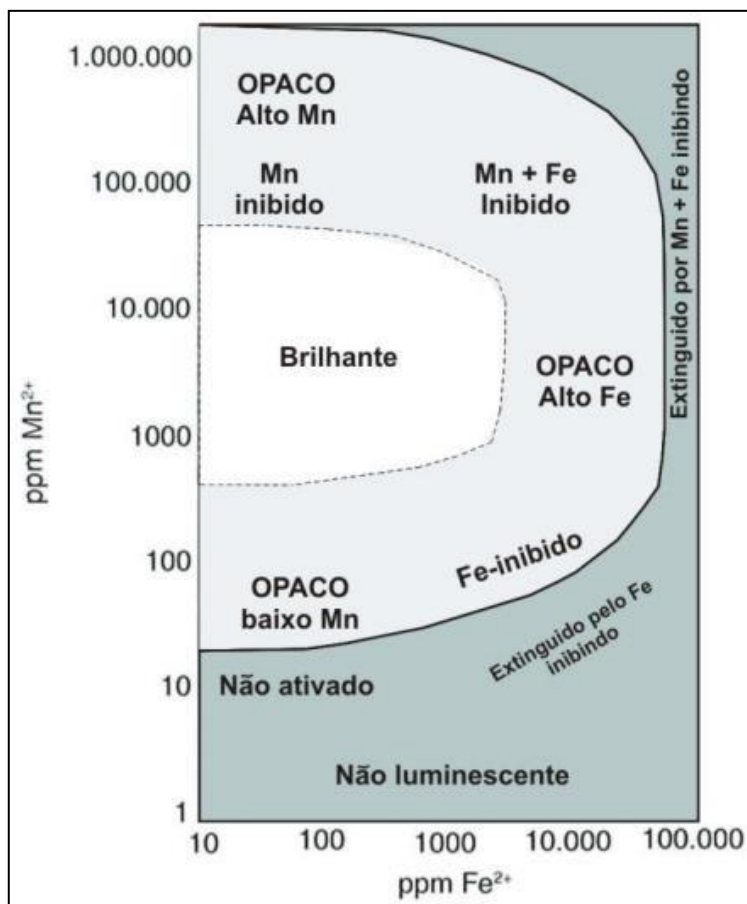


Fonte: WITKOWSKI et al., 2000.

Miller (1988) abordou os fundamentos e métodos da estratigrafia do cimento e propôs um padrão para as sequências de cimento usando estágios, sub-estágios e zonas numeradas com base na composição, discordâncias e hábito do cristal. Além disso, a sequência de cimento CL detalhada fornece uma estratigrafia diagenética abrangente. Isso a torna uma ferramenta poderosa para an investigação das mudanças pós-deposicionais em rochas sedimentares. Vuillemin et al., (2011) afirma que an estratigrafia do cimento permite an organização cronológica das fases de cimentação. Machel (2000 apud BOGGS e KRINSLEY, 2006) criou um diagrama (Figura 49) que mostra a relação entre as concentrações de Mn e Fe bivalente na calcita e dolomita e an intensidade das emissões de CL. A intensidade das emissões da CL

depende principalmente do Mn^{2+} (ativador da CL) e do Fe^{2+} (inibidor da CL), como mostra este diagrama. Além disso, O Mn^{2+} em si mesmo inibe a CL em concentrações extremamente altas. As condições redox dos ambientes deposicionais e diagenéticos, bem como outras variáveis, estão relacionadas às concentrações bivalentes de Mn e Fe em cimentos (MACHEL, 2000 apud BOGGS e KRINSLEY, 2006).

Figura 49. Relacionamentos entre a intensidade da CL e as concentrações de magnésio e ferro na calcita e dolomita. A falta de luminescência é causada por baixas concentrações de Mn, e o inibidor de ferro causa a perda de CL. Se as concentrações de ferro estiverem abaixo de 2000 ppm, a CL é brilhante em concentrações moderadamente altas de Mn. Em concentrações muito altas de Mn, a luminescência será opaca porque o Mn inibe a CL em si mesmo (superior esquerda) e o Mn e o Fe inibem a CL (superior central).



Fonte: Adaptado de MACHEL 2000, por BOGGS e KRINSLEY, 2006).

De acordo com Marshall (1988), os elementos físico-químicos que regulam a quantidade de magnésio e ferro durante a fase sólida inicial são os seguintes:

- a) A mineralogia original;
- b) A concentração de magnésio e ferro na solução que dá origem ao mineral de carbonato;

- c) O coeficiente de partição para um conjunto de variáveis, incluindo temperatura;
- d) O estado de oxidação de magnésio e ferro na solução;
- e) E a influência potencial de outros elementos;

A catodoluminescência causada pelo Mn^{2+} em calcita e dolomita tem uma gama de cores que vão de amarelo a vermelho escuro. A catodoluminescência amarela é produzida por calcitas magnéticas baixas (LMC) e altas (HMC). A cor vermelha do tijolo é uma característica da dolomita. Segundo Ameux (1982 apud MILLER, 1988), a inibição por ferro produz catodoluminescência (CL), uma cor castanho avermelhada ou marrom opaco que difere da cor preta não luminescente.

A natureza do fluido dos poros, particularmente sua concentração de Mn e Fe e respectivos estados de carga, é o fator geológico que mais influencia o conteúdo de Mn e Fe em minerais carbonáticos (MARSHALL, 1988). Como o ferro e o magnésio aparentemente estão sempre presentes em águas naturais, todos concordam que a natureza óxido-redutora das soluções é um fator ainda mais importante. A formação de um primeiro estágio de cimentação não luminescente pode estar ligada a condições geológicas, por exemplo. O estágio final da cimentação luminescente brilhante seria formado em ambientes mais profundos, também conhecidos como ambientes redutores. Além disso, Meyer (1974 apud MARSHALL, 1988) destaca a falta de luminescência em cimentos vadosos. No estágio de soterramento, muitos cimentos podem reduzir os poros e conter quantidades elevadas de Mn^{2+} e Fe^{2+} .

Em alguns casos, pode haver porosidade secundária no ambiente de soterramento em conjunto com águas acidificadas criadas pelo processo de redução do sulfato, maturação orgânica e outros processos diagenéticos (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003; MAZZULLO, 2004). Os controles hidrológicos, o fluxo do fluido através dos poros e o transporte dos íons de elementos traço na fase fluida são outras condições geológicas significativas (MEYER, 1974 apud MARSHALL, 1988).

A natureza aberta ou fechada do sistema será determinada pela geometria e interconexão do espaço poroso. Além disso, o movimento dos fluídos será regulado por essa geometria. Em geral, a catodoluminescência fornece o tipo de dados a seguir (MARSHALL, 1988):

- a) A intensidade da CL é uma expressão do conteúdo potencial de ferro e magnésio, e também permite determinar se os carbonatos foram formados sob condições redutoras ou oxidantes;
- b) A sequência de eventos e a correlação de eventos paralelos podem ser determinados com CL;
- c) É comum encontrar relações de tempo de fraturamento com outros eventos; - É possível revelar a fábrica de preenchimento de cavidades, oóides e cimentos;
- d) É possível demonstrar a homogeneidade e a heterogeneidade das condições durante a deposição do carbonato;
- e) CL frequentemente fornece um detalhamento melhor dos remanescentes de fósseis e outras características; - É frequentemente possível fazer delineamentos rápidos de dolomita e calcita.

5.7 Microscopia eletrônica de varredura – MEV

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um instrumento crucial para a identificação da assinatura química de materiais e para a captura de imagens da superfície desses materiais. Um total de 3 amostras (plugs 4,5,6) foram selecionadas, cortadas em seções finas, polidas e analisadas pelas técnicas de MEV. Uma microamostra adicional do plug 6 foi selecionada para as análises SEM usando um microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM-820F.

No MEV um feixe de elétrons de alta energia é focalizado em um ponto e digitalizado (scanned) em um padrão raster através da superfície de uma amostra. Além de perderem muita energia durante as colisões, os elétrons espalhados inelasticamente têm baixa energia quando

fogem da superfície da amostra. Os elétrons secundários são esse tipo de elétrons. Durante as colisões, os elétrons dispersos elasticamente não perdem muita energia. Eles são conhecidos como elétrons retroespalhados devido ao fato de que sua trajetória de escape é tipicamente angular. Diferentes detectores podem distinguir os elétrons secundários e retroespalhados devido à diferença de energia. Esses detectores produzem diferentes sinais e imagens da amostra investigada. Para complementar os estudos com microsonda eletrônica e catodoluminescência, a análise com o MEV foi realizada em algumas amostras. O detector eletrosecundário de pressão variável (VPSE), o detector de elétrons retroespalhados (BSD) e o espectrômetro de raios-X de energia dispersiva (EDS) foram usados nas amostras. Para fornecer informações topográficas de alta qualidade em modo VP, o detector eletrosecundário de pressão variável (VPSE) é usado. A detecção VPSE é composta por vários passos: No primeiro passo, um feixe primário sobre a superfície da amostra gera elétrons secundários. No próximo passo, os elétrons secundários colidem com as moléculas de gás na câmara e produzem elétrons adicionais. Esses elétrons são então acelerados em um campo elétrico para o detector VPSE. O sinal primário é amplificado por uma avalanche produzida por esta aceleração de partículas carregadas. Segundo Gnauck e Greiser (2000), o VPSE detecta fótons produzidos por cada colisão da avalanche. A imagem do detector de elétrons retroespalhados (BSD) contém menos informações topográficas.

O BSD é um método que usa um feixe de elétrons para inclinar uma amostra com superfície completamente plana a 70°. Ao ser usado em conjunto com o EDS, o BSD permite a identificação de qualquer material cristalino a partir de seus componentes constitutivos, parâmetros do retículo cristalino e simetria. O estudo de rochas carbonáticas derivadas do BSD é particularmente benéfico para investigar mudanças diagenéticas tanto químicas quanto físicas, incluindo pressão, solução, cimentação, dolomitização e outros fenômenos de substituição e dissolução (KRINSLEY et al., 1998). Uma ferramenta crucial para a caracterização de materiais em escalas microscópicas é o espectrômetro de raios-X de energia dispersiva (EDS). A composição mineral pode ser determinada em amostras muito pequenas (menos de 5 µm) graças ao diâmetro reduzido do feixe, o que permite uma análise quase que pontual.

Figura 50. Microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da Universidad Complutense de Madrid (UCM).



Fonte: O autor, 2022

5.8 Análises isotópicas de carbono e oxigênio

A geoquímica isotópica é uma técnica auxiliar que tem se destacado na interpretação do ambiente deposicional. Nas últimas décadas, as análises de isótopos estáveis têm sido aplicadas em rochas carbonáticas, por apresentarem grande sensibilidade às variações ambientais e rápida calcificação. Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico, cujo núcleo contém o mesmo número de prótons (número atômico Z) com diferente número de nêutrons (N) e, conseqüentemente, diferente massa atômica (A). As propriedades químicas dos isótopos são as mesmas, pois representam átomos de um mesmo elemento. No entanto, as propriedades físicas diferem (densidade, ponto de fusão, ligações com outros elementos), uma vez que dependem da massa do isótopo. Os isótopos estáveis se caracterizam por apresentarem configurações

nucleares estáveis, isto é, não alteram a massa ao longo da sua existência, ao contrário dos chamados instáveis ou radioativos, que decaem (mudam suas massas) por emissão de energia ou partículas subatômicas (MARTINELLI et al., 2009). Cada elemento tem um isótopo dominante “leve” (^{12}C e ^{16}O) e um ou mais isótopos “pesados” (^{13}C e ^{18}O), com abundância natural menor que 1 % (HOEFS, 2004).

Os isótopos estáveis ^{13}C e ^{18}O foram determinados empregando um espectrômetro avançado de razão isotópica de massa (IRMS) Kiel IV Carbonate acoplado a um equipamento Thermo Delta V Advantage no Laboratório de Químioestratigrafia e Geoquímica Orgânica da UERJ (LGQM-UERJ). As amostras foram processadas de acordo com McCrea (1950) e as razões isotópicas são relatadas em notação por mil em relação ao padrão Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB). As análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio do método de rocha inteira foram realizadas usando ~ 3 g de uma amostra total de rocha de cada plug, com foco em análises comparativas. As 17 amostras foram selecionadas, homogeneizadas, peneiradas através de um tamanho de grão de 80 mesh e reagiu com ácido fosfórico 103 % a 25 oC de acordo com McCrea (1950). A precisão analítica e as análises replicadas foram sempre superiores a 0,1‰.

Uma segunda análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio foi realizada para avaliar os estágios dos elementos diagenéticos. Fases deposicionais e diagenéticas discretas foram microamostradas de seções espessas usando um sistema de perfuração montado em microscópio disponível na Universidade Complutense de Madri (Figura 52). A microamostragem detalhada de diversas áreas deposicionais e diagenéticas variou de 300 a 500 mm de diâmetro, resultando em amostras de carbonato em pó de 100–150 mg. Para a determinação de isótopos estáveis do “O” e “C foi utilizado o equipamento Kiel IV Carbonate Device coupled to the Mass Spectrometer Thermo Delta V Advantage.

Figura 51. Dispositivo de espectrômetro de massa Thermo Delta V Laboratório de Químioestratigrafia e Geoquímica Orgânica da UERJ (LGQM-UERJ).



Fonte: O autor, 2022.

O objetivo da análise isotópica de carbono e oxigênio neste estudo foi determinar o ambiente diagenético onde se gerou os microbialitos e no qual precipitaram as diferentes gerações de cimento. O estudo da geoquímica de isótopos estáveis tem-se tornado uma ferramenta muito importante em estudos paleoambientais (WEISSERT et al., 2008).

Figura 52. Sistema “microdrill” um sistema de microperfuração montado em microscópio binocular para a microperfuração Universidad Complutense de Madrid



Fonte: o autor, 2022.

Na quimioestratigrafia, dois isótopos de oxigênio são usados: ^{16}O e ^{18}O . O ^{16}O representa 99.8% do oxigênio total. Urey (1947 apud HOEFS, 2009) estudou a termodinâmica do sistema isotópico e descobriu que as flutuações na temperatura da precipitação do carbonato de cálcio na água podem resultar em variações medíveis na razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ do carbonato de cálcio. Ele sugeriu que medir o conteúdo de ^{18}O da calcita presente nas carapaças dos fósseis poderia ser uma maneira possível de descobrir a temperatura dos oceanos antigos.

Devido ao fato de que a água dos poros pode alterar a composição primária para valores isotópicos mais altos, vários autores afirmam que os carbonatos encontrados em oceanos tropicais quentes são particularmente vulneráveis aos efeitos da diagênese (HOEFS, 2009). Para

os carbonatos de alta latitude, os fluidos da superfície e dos poros têm temperaturas médias muito semelhantes. Os isótopos estáveis do calcário marinho, bem como seus componentes fósseis e cimentos marinhos, podem fornecer dados quantitativos sobre a circulação oceânica e as mudanças climáticas em todo o mundo.

A temperatura e a composição do oceano podem ter mudado de acordo com os dados isotópicos de oxigênio. Por outro lado, as variações estratigráficas nas razões de isótopos de carbono podem mostrar mudanças no ciclo do carbono, que podem estar relacionadas à produtividade do oceano e às emissões de gases atmosféricos do efeito estufa. Os sinais isotópicos primários podem ser alterados pelos efeitos da alteração diagenética pós-deposicional. Portanto, a história diagenética de um calcário é determinada pela combinação de seu potencial diagenético e ambiente deposicional, bem como os cambios posteriores nas mudanças relativas do nível do mar e a história do soterramento (MARSHALL, 1992). Uma ferramenta que permite distinguir carbonatos de diferentes origens é um estudo que combina isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos. Um ambiente diagenético pode produzir diferentes tipos de cimento, que dificilmente podem ser caracterizados apenas por petrografia convencional. Essas mudanças podem ser causadas por mudanças na temperatura, na composição do fluido de poro e no potencial redox do ambiente.

Portanto, para obter um entendimento abrangente dos ambientes diagenéticos, é necessário integrar técnicas geoquímicas e petrografia (MOLDOVANYI e LOHMANN 1984). Após a formação dos carbonatos, podem ocorrer alterações diagenéticas. A cimentação e a dissolução-reprecipitação são dois processos que podem alterar a composição isotópica dos carbonatos. A cimentação é a incorporação de carbonato abiogênico na água do poro. Após a formação primária, os cimentos iniciais podem estar em equilíbrio com a água do oceano. Por outro lado, os cimentos tardios dependem da composição isotópica da água do poro e da temperatura. A dissolução e a reprecipitação ocorrem quando há um fluido de poro contendo bicarbonato. Eles mostram a solução de uma fase de carbonato instável (aragonita) e a reprecipitação de uma fase de carbonato estável, que geralmente é composta por calcita baixa em magnésio (LMC). A diagênese marinha pode causar uma recristalização significativa com

pouca ou nenhuma mudança na composição isotópica. A razão por trás disso é que a composição isotópica da água do poro é idêntica à da água do mar. Quase sempre, os isótopos de carbono e oxigênio são reduzidos pela diagênese meteórica. No entanto, a diagênese meteórica do carbonato marinho pode apresentar valores mais pesados no $\delta^{18}\text{O}$ em locais áridos onde a evaporação é intensa. Normalmente, a calcita espática de soterramento tem uma depleção mais alta em ^{18}O em comparação com os cimentos marinhos ou meteóricos (TUCKER e WRIGHT, 1990; MACHEL, 2005). A alta temperatura de precipitação e o impacto do fracionamento são as principais causas disso. Por outro lado, a maioria das águas salinas é frequentemente enriquecida em ^{18}O . A assinatura isotópica do carbono no cimento espático associado ao soterramento geralmente é semelhante aos valores marinhos ou pouco depletados. Isso se deve ao fato de que o calcário é a fonte principal de carbono para CO_2 , e há pouco fracionamento quando a temperatura diminui de 13 graus Celsius para 12 graus Celsius. A incorporação de um pouco de CO_2 leve resultante da degradação da matéria orgânica é responsável pela ligeira depleção (TUCKER e WRIGHT, 1990). Ao formar dolomita na presença de água, a composição isotópica do oxigênio é determinada pela composição do fluido do poro e pela temperatura de formação. Devido ao baixo conteúdo de carbono do fluido de poro, o valor $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato precursor é geralmente retido. Portanto, a composição isotópica do carbono é determinada pela composição do carbonato precursor (HOEFS, 2009).

As assinaturas típicas são marinhas quando os valores estão entre 0 e +4‰ em ^{13}C . No entanto, valores mais altos de ^{13}C ocorrem quando a matéria orgânica é fortemente diagênese. Valores extremamente negativos, abaixo de -20‰, indicam que o carbono no CO_3^{2-} é derivado de uma extensão maior ou menor da matéria orgânica. A matéria orgânica geralmente tem uma assinatura isotópica no $\delta^{13}\text{C}$ que varia de -22‰ a -30‰. Existe a possibilidade de que a fermentação de matéria orgânica ocorra em valores significativamente positivos acima de +15‰ (TUCKER e WRIGHT, 1990). Comparando-os com as dolomitas Plio-Pleistocenos atuais, os valores de isótopos de oxigênio nas dolomitas mais antigas são frequentemente usados para explicar essa diversidade. O fato de que as assinaturas isotópicas de ^{13}C e ^{18}O tenham mudado ao longo dos anos foi um problema geral (VEIZER e HOEFS, 1976 apud TUCKER e

WRIGHT, 1990; VEIZER et al., 1999). Muitas dolomitas antigas mostram sinais de dolomitização que começa próximo à superfície, mas geralmente apresentam valores negativos nos isótopos do ^{18}O . Os efeitos da água do mar mais depletada em ^{18}O podem ser a causa disso. Outra explicação pode ser a água do poro depletada em ^{18}O , bem como a precipitação de gerações posteriores de dolomita em temperaturas mais altas durante o soterramento. A formação de dolomitas de soterramento mais negativa geralmente é atribuída a temperaturas muito altas (~50 a 100°C). A gama de $\delta^{18}\text{O}$ das dolomitas na zona de mistura próxima à superfície pode refletir a precipitação de águas com composição que varia de água marinha a água doce. As dolomitas de soterramento são moderadamente a muito depletadas em ^{18}O , o que indica que pode haver precipitação em diferentes temperaturas e/ou águas com diferentes composições isotópicas. Por outro lado, a análise de isótopos de oxigênio em carbonatos pode ser usada para determinar a origem dos fluidos em equilíbrio com os carbonatos, bem como para calcular a temperatura de formação dos fluidos. A determinação da temperatura pode dar a temperatura original da água ou a temperatura da diagênese.

5.9 Microsonda eletrônica (electron microprobe analysis - EPMA)

O equipamento Jeol JZA-8900 M foi usado no Centro de Microscopia Eletrônica "Luis Bru" da UCM para a realização deste estudo (Figura 53). Esta técnica fornece informações quantitativas e qualitativas por meio de análises elementares de volumes micrométricos encontrados na superfície dos materiais. Este método produz um espectro de raios-X com linhas distintas de cada elemento e intensidade relacionada à concentração do elemento na amostra por meio de um feixe focalizado de elétrons que incide sobre uma amostra (FAIRCHILD et al., 1988). Para obter uma análise quantitativa, a intensidade das linhas características no espectro de raios-X da amostra é comparada com a intensidade das linhas de um material de composição conhecido.

Figura 53. Equipamento Jeol JZA-8900 M, para análise com microsonda eletrônica UCM.



Fonte: O autor, 2022.

Para evitar a correção, a composição dos materiais de referência deve ser idêntica à do material analisado (FAIRCHILD et al., 1988). Os padrões usados neste caso foram: calcita para determinar o conteúdo de cálcio na calcita; dolomita para determinar o conteúdo de cálcio e magnésio na dolomita e calcita, respectivamente. Segundo Benjamin (2001), as percentagens de moles de carbonato foram convertidas dos dados coletados em óxidos. As amostras de cimento e matriz que foram selecionadas para o estudo foram analisadas anteriormente por meio da catodoluminescência. As amostras selecionadas foram submetidas à análise isotópica de carbono e oxigênio após o estudo que combinava ambas as técnicas.

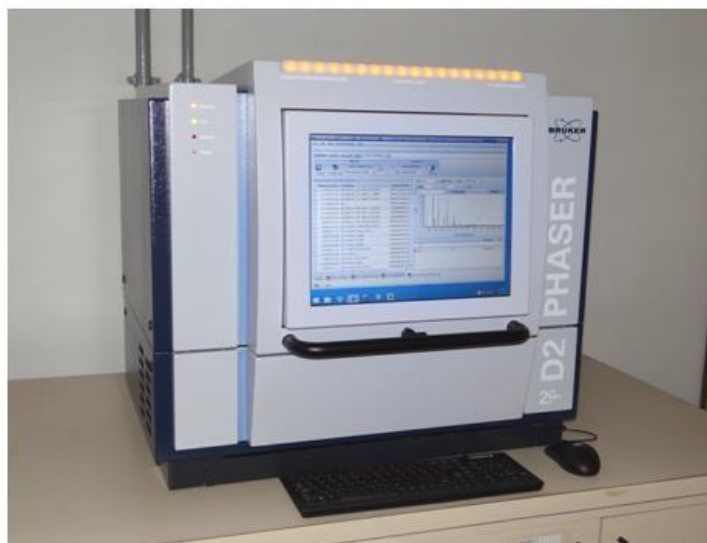
5.10 Difração de Raios-X

A difração de raios-X (DRX) é o fenômeno de interação entre os elétrons dos átomos componentes de um material e o feixe de raios-X incidente, relacionado ao espalhamento

coerente. O método consiste na incidência da radiação em uma amostra e, posteriormente, na identificação dos fótons difratados, que formam o feixe difratado. O fenômeno de difração de raios-X ocorre em direções de espalhamento que satisfazem a Lei de Bragg em um material em que os átomos estão dispostos periodicamente no espaço, uma característica de estruturas cristalinas. Cullity (1967) apresenta uma explicação da teoria da difração.

Foram realizadas 17 análises por difratometria de raios-x, as amostras foram analisadas em difratômetro de raios-x da marca Bruker, no Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica – LGQM da Faculdade de Geologia da UERJ.

Figura 54. O difratômetro de raios X D2 Phaser, Bruker, realiza análises por difração de raios X, indicada para a identificação e quantificação de minerais presentes em uma amostra por meio da caracterização da estrutura cristalina (LGQM da Faculdade de Geologia da UERJ).



Fonte: O autor, 2022

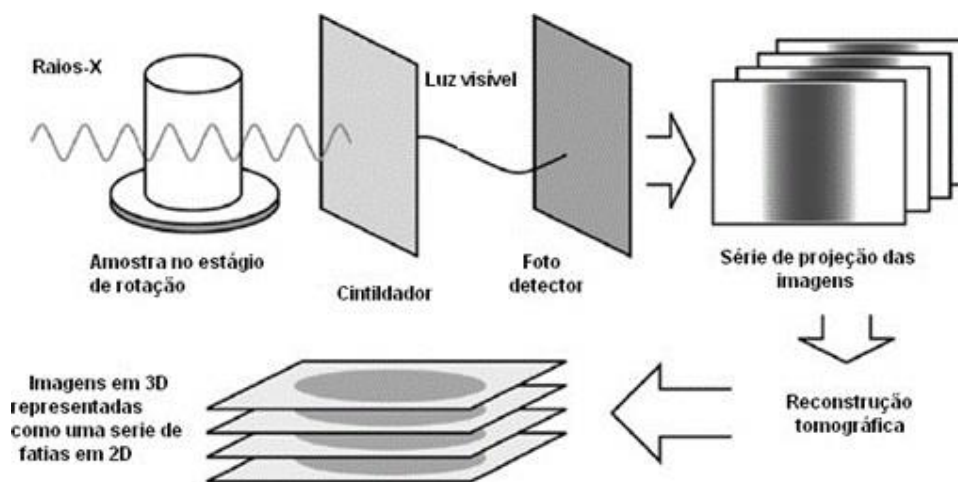
5.11 Microtomografia de raios X μ CT

Neste capítulo será apresentado resumidamente a técnica de microCT, o qual utilizou como referência a tese de doutorado do programa de Pós-graduação em engenharia nuclear da pesquisadora Alessandra Machado, que suportou esse projeto de pesquisa.

A técnica não destrutiva de aquisição de imagens 3D mais empregada é a microtomografia de raios X (μ CT). Originada nos sistemas médicos de tomografia, esta técnica se baseia em expor uma amostra a um feixe de raios X e capturar diversas imagens projetadas, semelhantes a radiografias, enquanto a amostra gira em frente ao feixe – ao passo que em sistemas tomográficos médicos tradicionais, é o sistema que gira ao redor do paciente (Alves, 2012).

A tomografia computadorizada é uma técnica que consiste da medição da distribuição espacial de uma quantidade física conhecida como coeficiente de atenuação, permitindo o mapeamento da constituição interna de um objeto, o que fornece imagens digitais de seções transversais do mesmo.

Figura 55. Esquema simplificado do processo de aquisição e reconstrução da tomografia de um objeto (MACHADO, 2015).



Fonte: MACHADO, 2015.

Na tomografia computadorizada, a intensidade da radiação I atenuada por um objeto é comparada com a intensidade original da radiação I_0 proveniente da fonte de radiação. Desta forma, é possível calcular a atenuação da radiação no caminho da fonte até o detector, passando pelo objeto (ALVES, 2015).

Considerando o caso de um objeto homogêneo e fonte monocromática, ou seja, de uma única energia da radiação, sabe-se que, experimentalmente, a intensidade da radiação varia da forma (eq. 1):

$$I = I_0 e^{(-\mu d)} \quad (\text{eq. 1})$$

Onde:

I é a intensidade da radiação medida ao chegar no detector;

I_0 é a intensidade original da radiação ao sair da fonte;

μ é o coeficiente de atenuação linear;

d é a espessura do objeto;

Entretanto, na maioria das aplicações da tomografia computadorizada, sejam elas na área de medicina, indústria ou pesquisa, as fontes são policromáticas, ou seja, de energias que variam de 0 até um valor de energia máxima ($E_{\text{máx}}$), e os objetos não são homogêneos, ou seja, possuem o coeficiente de atenuação μ variável. A contribuição para a atenuação total resultante depende do valor local do coeficiente de atenuação. A soma dos trajetos percorridos é feita para cada pequeno incremento da espessura do material que compõem o objeto. Desta forma, o coeficiente de atenuação linear, por estar relacionado a atenuação da intensidade da radiação, depende da energia e do percurso percorrido pela radiação (Alves, 2015). O caminho está relacionado às regiões de diferentes composições estruturais do objeto. É necessário, então, resolver a relação dada por (eq.2):

$$I = \int_0^{E_{\text{máx}}} I_0(E) e^{-\int_0^d \mu(E) ds} dE$$

A geometria de feixe cônico é típica de tomógrafos de bancada, onde maiores aumentos e resoluções podem ser obtidos aproximando a amostra da fonte. No entanto, dependendo da geometria do feixe e do tamanho da amostra, o volume de amostra efetivamente analisado será reduzido. Assim, é interessante contar com fontes de raios x de foco tão pequeno quanto possível (microfoco ou nanofoco), para obter um cone de maior ângulo sólido para a radiação. Em contrapartida, quanto menor a fonte menor a energia máxima possível, limitada por aquecimento, e a intensidade da radiação, associada a potência disponível pelo sistema. Todas

estas considerações implicam em um compromisso entre espessura de amostra e resolução espacial, de forma que o menor detalhe observável (ou o tamanho do voxel – volume element) é da ordem de 1/1000 a 1/2000 da espessura da amostra.

A partir de um conjunto de projeções, um algoritmo de reconstrução permite obter imagens de todas as camadas da amostra, em qualquer orientação

A (micro) tomografia computadorizada é atualmente o método de caracterização de porosidade mais universal, maduro e preciso, especialmente quando a parte mais importante da rede porosa está situada acima do limite de 1 μm . Os tamanhos das amostras podem variar de uma escala de milímetro a centímetro e os tempos de análise são relativamente curtos. Além disso, a técnica não é destrutiva, permite muitos equipamentos periféricos para o estudo de processos dinâmicos e está se tornando amplamente acessível em centenas de institutos de pesquisa em todo o mundo. Os resultados são tridimensionais e os algoritmos e software de análise de dados 3D alcançaram um ponto onde os resultados quantitativos podem ser obtidos.

Especificamente, a porosidade é um parâmetro crítico uma vez que está ligada tanto à função reservatório da rocha, quanto a sua resistência mecânica e resposta aos processos de perfuração.

Tradicionalmente, a caracterização deste material é feita por microscopia óptica e por técnicas de porosimetria por intrusão de mercúrio e/ou a gás. A análise de porosidade por microscopia óptica não fornece toda a informação necessária, mesmo em uma amostra com geometria aproximadamente cilíndrica e com características razoavelmente homogêneas.

Por outro lado, as técnicas de porosimetria atuam sobre a rocha íntegra e são extremamente sensíveis (resolução submicrométrica), mas só podem medir porosidade aberta. Qualquer poro fechado no interior da amostra não poderá ser detectado por não ter contato com a superfície a partir da qual ocorre a intrusão do líquido/gás de análise.

Em comparação, a tomografia de raios X é muito mais abrangente, além de ser não destrutiva. Uma rocha completa pode ser tomografada, todas as camadas podem ser visualizadas como imagens 2D, e um volume 3D pode ser construído, fornecendo visualização e medidas volumétricas.

Como em outros sistemas porosos, a técnica mais tradicional de caracterização é a porosimetria de mercúrio, com as mesmas vantagens e desvantagens citadas anteriormente. Assim a μ CT pode dar uma grande contribuição para a análise das rochas carbonáticas.

Dedica-se grande atenção à metodologia de processamento de imagens mais adequada à discriminação de poros e de minerais distintos nas rochas.

A partir da aquisição de dados através da técnica de microtomografia computadorizada de raios X, reconstrução digital tridimensional (ou bidimensional, dependendo do foco do estudo), segmentação da imagem reconstruída, capaz de separar o objeto, neste caso rocha, do fundo, e correto entendimento da influência do volume elementar representativo (REV) nos valores dos parâmetros petrofísicos que se deseja estudar é possível, através de um método bem definido e correto equacionamento, calcular os parâmetros relativos ao escoamento de diferentes fluidos, seja este escoamento monofásico ou multifásico, em diferentes tipos de rochas, através de simulações numéricas.

Os fenômenos de fluxo e transporte em meios porosos desempenham um papel importante em diversos campos da ciência e da tecnologia. Por exemplo, a gestão de resíduos radioativos é um dos problemas mais urgentes do mundo hoje, devido à longevidade do radionuclídeo e à possibilidade de transporte para o ambiente. Outro campo onde tal conhecimento é altamente exigido é o setor de construção. Materiais de construção como tijolos, concreto e arenito são porosos. Estes materiais podem interagir com o ambiente, levando à degradação das estruturas com o tempo. Nesse caso, as propriedades de transporte nestes meios porosos geralmente são consideradas como indicadores para avaliar a durabilidade e, em última instância, predeterminar a vida útil dessas estruturas. Outro exemplo é o transporte de água subterrânea contaminado, que é controlado por uma variedade de mecanismos de transporte, incluindo permeação, difusão e dispersão.

Há vários desafios na análise de transporte em meio poroso. Em primeiro lugar, a complexidade da estrutura porosa torna os processos de transporte em meios porosos muito complexos. Poros tendem a ter superfícies irregulares. Esses fatores influenciam significativamente o comportamento do fluxo e do transporte. Outra dificuldade de estudar os

processos de transporte em meios porosos é a evolução da estrutura dos poros durante seu serviço ou operação. Essas mudanças podem ser resultado de efeitos químicos, eletroquímicos ou bacterianos, bem como de danos mecânicos, como microfaturas. A evolução do espaço poroso pode levar a mudanças nas propriedades de transporte macroscópico, como permeabilidade e difusividade (ABICHOU et al., 2004; AYTAS et al., 2009; BOULT et al., 1998).

Devido à complexidade da estrutura porosa e à mudança das condições ambientais, uma grande quantidade de abordagens experimentais, teóricas e numéricas foram propostas e desenvolvidas para estudar processos de transporte através de meios porosos nas últimas décadas (GHASSEMI e PAK, 2011; KOHLER et al., 1996; LI et al., 1992).

As experiências de transporte de campo e reativo, bem como estudos envolvendo SEM, TEM, etc., geralmente são caros e demorados. As medidas são altamente sensíveis à composição do material, preparação de amostras, metodologia e ambiente de teste. As soluções analíticas são tipicamente restritas a problemas com propriedades homogêneas assumidas e condições de fronteira específicas, algumas das quais têm relevância prática limitada ou são complicadas de avaliar (REN et al., 2009; TSAI e CHEN, 1995; WANG et al., 2005).

As simulações em escala de poros melhoraram a compreensão dos processos naturais e de aplicações geotécnicas em larga escala. Sua importância vem do fato de que eles podem produzir previsões bastante precisas, com bom custo benefício, para o transporte local (difusão / permeação) e, ao mesmo tempo, permitir variações sistemáticas dos parâmetros do sistema (geometrias do espaço poroso, propriedades do fluido e condições de contorno) para avaliar seu impacto, o que é muito mais difícil de conseguir do que com experimentos (MEAKIN e TARTAKOVSKY, 2009). Com os modelos em escala de poros, pode-se fazer avaliações melhoradas das propriedades de transporte macroscópico, variando os parâmetros da estrutura espacial dos poros. Isso oferece uma maneira de entender a dependência da escala dos parâmetros de transporte contínuo.

A modelagem por escala de poros é dominada por métodos baseados em partículas. Estes incluem o método lattice Boltzmann (HAO e CHENG, 2010; ZHANG et al., 2014) e

hidrodinâmica de partículas suavizadas (TARTAKOVSKY e MEAKIN, 2006; TARTAKOVSKY et al., 2007).

Os métodos de partículas, embora adequados para análises à escala de poros, tornam-se ineficientes na escala meso, por exemplo, quando o sistema que requer análise tem dezenas ou centenas de poros interligados em cada direção (TARTAKOVSKY et al., 2007). Além disso, esses métodos são demorados e somente volumes de poros muito limitados podem ser abordados. Para aumentar o volume de poros com recursos computacionais acessíveis e um impacto reduzido na confiabilidade dos resultados, a abordagem do modelo de rede de poros (PNM) tem sido usada para estudar fenômenos de transporte reativos. Na escala meso, as equações macroscópicas clássicas, como a lei de Darcy, ainda não são necessárias, ou seja, o escoamento de fluido e os processos de transporte de soluto são simulados diretamente nos poros, mas a precisa dinâmica de partículas, que pode ser analisada por métodos de partículas, não é contabilizada (RAOOF, 2011; ZHU e FOX, 2002).

Em comparação com os métodos de modelagem de poros, como os métodos de lattice-Boltzmann e de partículas, os modelos de rede de poros demandam um menor tempo para efetuar os cálculos e exigem menor capacidade computacional devido às simplificações inerentes ao espaço poroso na construção do modelo. As simulações de rede porosa são muito menos exigentes computacionalmente do que métodos diretos. Isso permite que os pesquisadores incorporem mais heterogeneidade na modelagem de volumes maiores de rocha. Como o meio geológico natural pode ser heterogêneo em todas as escalas de comprimento, esta é uma vantagem importante da modelagem de rede porosa. Os modelos têm sido amplamente utilizados para simular o escoamento de fluídos multi e monofásico em meios porosos, e esses modelos continuarão a fornecer informações importantes no futuro (RAOOF, 2010).

A modelagem na escala de poros fornece oportunidades para estudar fenômenos de transporte de maneiras fundamentais, porque informações detalhadas estão disponíveis na escala de poros. Isso oferece uma boa alternativa para superar a lacuna tradicional que existe entre a escala de poros e a descrição da escala macro do processo. Como resultado, podem ser

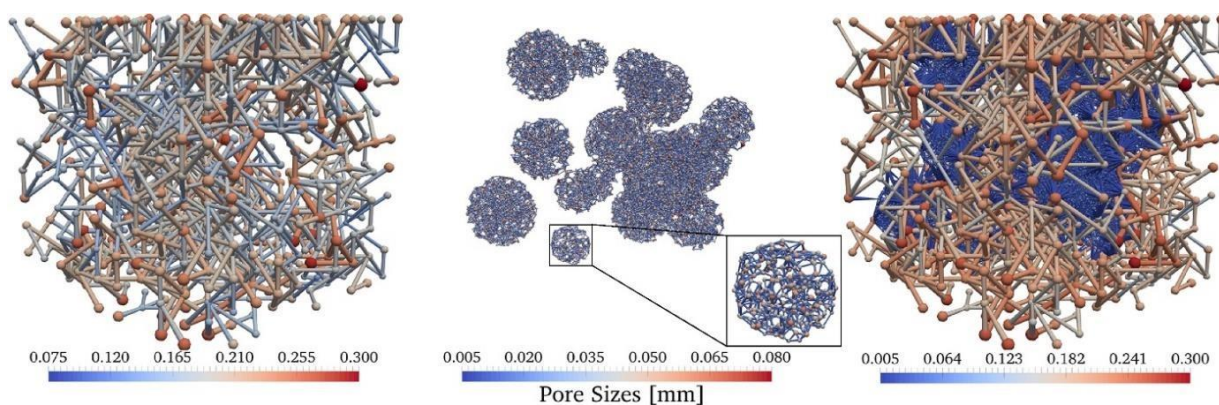
realizadas relações consistentes de upscaling, com base em processos físicos definidos na escala apropriada (RAOOF, 2010).

O realismo dessa modelagem, ou seja, a credibilidade de suas previsões, depende em grande medida da qualidade da correspondência entre o espaço poroso de um dado meio e a rede porosa construída como sua representação.

Os modelos de rede porosa são uma ferramenta valiosa para a compreensão e previsão dos fenômenos em meso-escala, ligando processos de poros individuais, onde outras técnicas são mais precisas.

Um exemplo é mostrado na Fig. 57 Uma vez construídas as estruturas dos poros, os processos de fluxo e transporte foram simulados dentro do domínio da rede porosa usando software (RAOOF et al., 2017) capaz de escoamento de fluido saturado e variavelmente saturado, bem como transporte reativo de vários componentes, dentro de estruturas de poros arbitrárias.

Figura 56. Construção do domínio agregado: o domínio do poro macroscópico (o gráfico da esquerda), bem como o domínio agregado (o gráfico do meio) são criados e sobrepostos para fornecer o domínio da multi-escala final (o gráfico da direita) (RAOOF et al., 2017).



Fonte: RAOOF et al., 2017.

A análise de rochas carbonáticas visa, como no caso de aglomerados, a discriminação de poros e de fases minerais. Desta forma, o método será muito similar. No entanto, como as rochas são muito menos densas e não contém metais pesados como o ferro, espera-se poder trabalhar em mais baixa energia, reduzindo a largura do espectro de emissão de raios X, e/ou

analisar amostras maiores. Pretende-se, também, correlacionar medidas de porosidade obtidas com μ CT com porosimetria a gás.

No presente trabalho uma primeira abordagem é a simulação do escoamento monofásico de fluidos em nível de poros utilizando-se o Método dos Elementos Finitos (MEF), e três importantes publicações (FOURIE et al., 2007; NARSILIO et al., 2009; KACZMARCZYK et al., 2011) estudaram a possibilidade de se fazer um upscaling das equações de Navier-Stokes, que regem o escoamento de fluidos na microescala, utilizando-as para se obter parâmetros associados ao escoamento na meso e macroescala, relacionando tais equações com a Lei de Darcy, de forma a se obter parâmetros como a condutividade hidráulica e a permeabilidade em geometrias reconstruídas a partir de amostras reais de rochas. Entretanto, a derivação utilizada para relacionar estas equações foi introduzida por (BEAR et al., 1972), com a ressalva de que as equações de Navier-Stokes são para fluidos incompressíveis, Newtonianos e com densidades relativamente constantes.

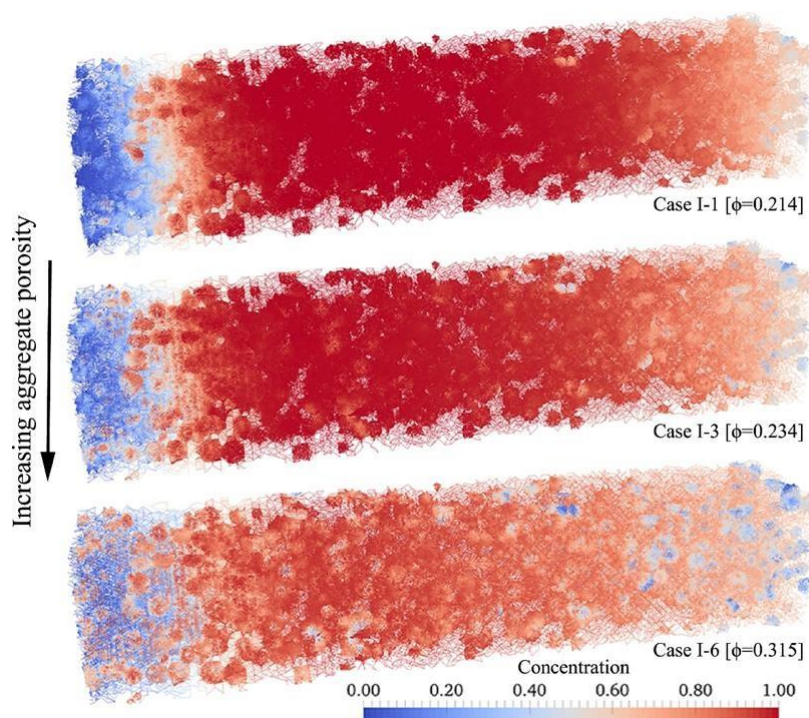
Outra abordagem refere-se à simulação do escoamento de fluidos em nível de poros utilizando-se a técnica do PNM para a reconstrução dos sistemas porosos de amostras de rochas. É possível o cálculo da estimativa de parâmetros da meso e macroescala a partir de informações da microescala, especificamente do sistema poroso reconstruído com o auxílio da técnica de PNM (JOEKAR-NIASAR et al., 2010; JOEKAR-NIASAR et al., 2011; RAOOF et al., 2013). O cálculo da permeabilidade absoluta, assim como descrito anteriormente, baseia-se na relação entre a resolução de equações para a micro e meso/macroescala. Para a simulação bifásica óleo-água num sistema poroso, no qual um dos fluidos é definido como o molhante e o outro não-molhante, as simulações numéricas são calculadas através da técnica do PNM por ser computacionalmente mais simples e permitir a previsão de estimativas e parâmetros em amostras de dimensões maiores do que as que seriam avaliadas apenas pelo MEF.

Para a simulação do escoamento de um ou mais fluidos utilizando-se a técnica do PNM são utilizadas duas abordagens para a resolução das equações pertinentes. Uma primeira, denominada modelagem de escoamento quase-estático (quase-static flow modelling) para cálculo da permeabilidade absoluta e permeabilidades relativas, e uma segunda definida como

modelagem de escoamento dinâmico (dynamic flow modelling) para o cálculo e estimativa de pressões capilares e permeabilidades relativas em função da saturação de água.

Como um exemplo, a Figura 22 mostra as distribuições de concentração de soluto simuladas para diferentes casos após a injeção de volume de soluto no meio. A figura mostra maior disseminação de soluto à medida que a porosidade de agregados únicos aumenta (RAOOF et al., 2017).

Figura 57. Progresso do transporte e da dispersão (RAOOF et al., 2017).



Fonte: RAOOF et al., 2017.

Os plugues foram escaneado no equipamento tomografo Phoenix V| fabricado pela GE.

Figura 58. Equipamento Tomógrafo Phoenix



Fonte: o autor, 2023.

A tabela abaixo apresenta os parâmetros utilizados.

Tabela 1. Parâmetros utilizados no equipamento Phoenix V|tome|x M fabricado pela Waygate Technologies.

Parâmetros de Aquisição	
Energia (kV)	100
Corrente (μ A)	250
Matriz do Detector	2014X2024
Tamanho de Pixel (μ m)	40
Passo Angular (graus)	0,33
N de <i>Frames</i>	5
Tempo de exposição (ms)	250
N de Projeções	1080
Filtro	Alumínio 1,0 mm

5.12 LiDAR (Light Detection and Ranging)

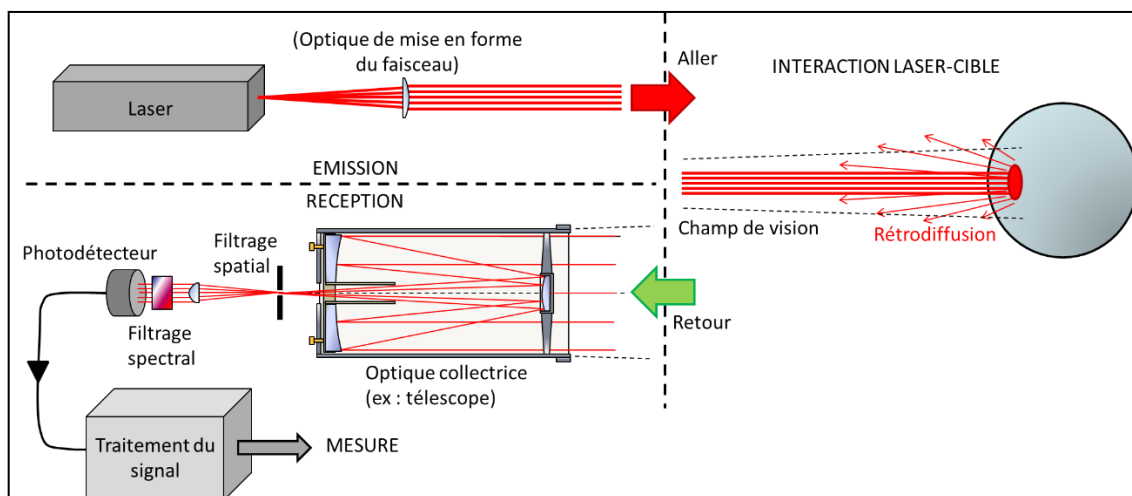
O sistema LiDAR obtém nuvens de pontos georreferenciadas que podem ser convertidas em Modelos Digitais de Afloramentos (MDAs). Os pulsos de laser são gerados e emitidos por um Laser Scanner, que atinge a superfície do afloramento em diferentes pontos. Estes objetos refletem o pulso. Estes objetos refletem o pulso incidente, que volta para o equipamento. Com isso, a distância entre o sensor e o objeto é determinada com base no intervalo de tempo entre a emissão e o retorno do pulso (DONG e CHEN, 2017).

Ao iluminar luzes com diferentes comprimentos de onda para o objeto de interesse, o LiDAR pode ser usado para criar mapas topográficos precisos, com aplicações em: geologia, geomorfologia, topografia e outras aplicações (DONG e CHEN, 2017).

Ao contrário do radar que utiliza ondas de rádio ou sonar que utiliza ondas acústicas, o lidar utiliza luz (do espectro visível, infravermelho ou ultravioleta).

O princípio da telemetria (determinação da distância de um objeto), que diz respeito a grande parte das aplicações lidar, geralmente requer o uso de um laser pulsado. A distância é dada medindo o atraso entre a emissão de um pulso e a detecção de um pulso refletido, conhecendo a velocidade da luz. Outra classe de aplicações baseada na medição de velocidade emprega um laser com um espectro de emissão fino (uma frequência fixa). É o efeito Doppler-Fizeau, ou seja, o deslocamento da frequência da onda refletida e recebida, que permite então determinar a velocidade do objeto. Na atmosfera e em outros meios difusos, muitos outros parâmetros (concentrações de gases e partículas específicas, densidade, temperatura, etc.) podem ser medidos se soubermos como isolar o efeito das diferentes interações entre luz e matéria. Ao longo do feixe de laser (DONG e CHEN, 2017).

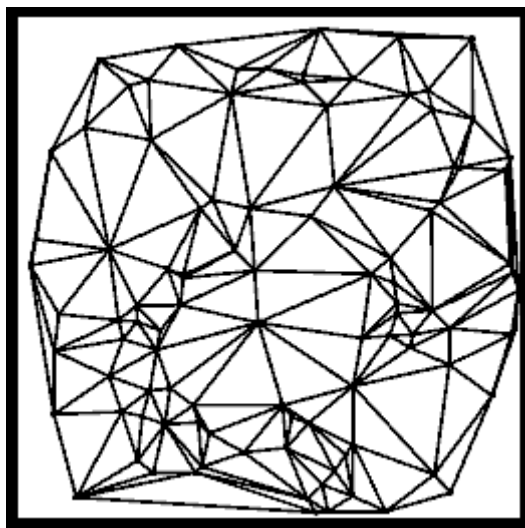
Figura 59. Diagrama geral de um sistema lidar e o princípio de medição. Observe que a transmissão e a recepção podem usar a mesma ótica (TAYLOR et al., 2002).



Fonte: TAYLOR et al., 2002.

O modelo digital gerado é um modelo matemático que representa as superfícies visíveis do bloco. Um modelo transforma os pontos de dados LiDAR discerníveis em uma superfície 3-D contínua, o modelo conecta pontos discretos com valores de altura distintos para formar planos. Esta técnica de modelagem baseia-se na função de triangulação para formar um modelo de superfície digital mais inclinado ou irregular. Essa abordagem é tratada como a principal maneira de construir modelos 3D complexo. Triângulos têm grande flexibilidade, quaisquer polígonos (por exemplo, um quadrado, retângulo) podem ser decompostos em outros triângulos menores (Taylor et al., 2002). Uma rede triangular vinculada pode incorporar linhas de quebra para encaixe plano, facilitando a formação de uma faceta/superfície curva. (TAYLOR et al., 2002) O requisito mínimo para formar um triângulo requer 3 pontos de dados, onde os 3 pontos mais próximos são agrupados para formar um triângulo por triangulação de Delaunay sem sobreposição (JOHN WILEY et al., 2020).

Figura 60. Um modelo 3-D gerado pela triangulação de Delaunay, uma superfície 3-D é gerada conectando os pontos mais próximos para formar planos triangulares (John Wiley et al., 2020).



Fonte: JOHN WILEY et al., 2020.

5.13 Estimulação Ácida Em Matriz Carbonática

A acidificação de matriz é um método de estimulação que pode remover danos e/ou aumentar a permeabilidade em áreas a poucos metros ao redor do poço (NASR-EL-DIN et al., 2007; ZHANG e FANG, 2020). Os arenitos e os carbonatos podem ser tratados com a operação de acidificação matricial, mas os objetivos do tratamento são diferentes. Para os carbonatos, os canais de alta condutividade são usados para ultrapassar a área danificada. Isso é feito para que os hidrocarbonetos fluam do reservatório para o poço (JAFARPOUR et al., 2021; LIVESCU et al., 2019).

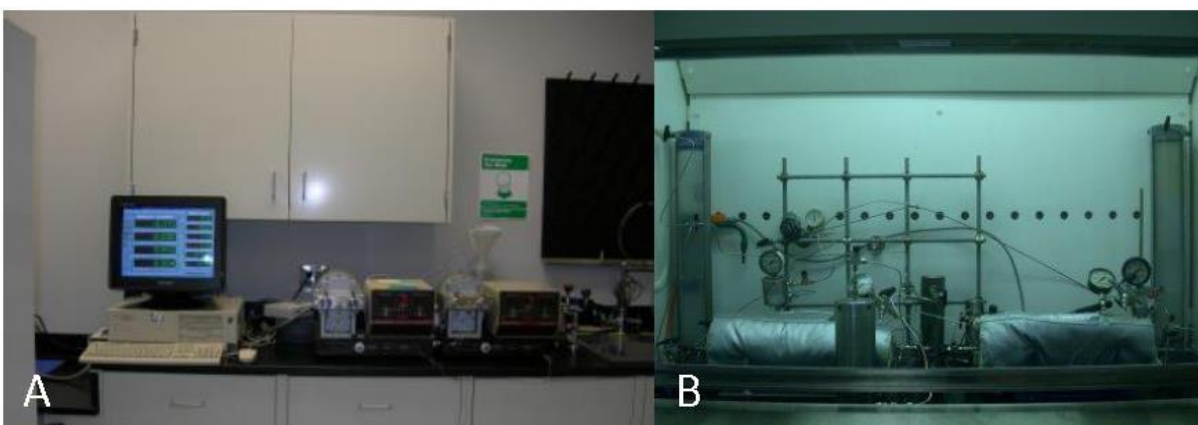
A finalidade da acidificação de carbonatos não é remover o dano e sim criar wormholes (“caminhos de minhoca”) para que o hidrocarboneto flua após a estimulação. A estrutura dos wormholes depende de vários fatores e os modelos matemáticos são calibrados por dados de laboratório.

O diâmetro, comprimento e distribuição dos wormholes formados no processo de acidificação têm um impacto significativo na produtividade do poço. A fim de promover a

dissolução da rocha carbonática, o ácido clorídrico é o fluido principal usado para esse propósito. Isso ocorre porque o ácido clorídrico tem um alto poder de dissolução, possui produtos de reação solúveis e cria esses canais de fluxo conhecidos como wormholes, o que resulta em uma redução das resistências ao fluxo (AL MOAJIL et al., 2019).

Os plugs 15 e 17 foram selecionados para serem acidificados após análise laboratoriais e petrografias. A estimulação foi executada no laboratório da Baker Hughes do Brasil.

Figura 61. (A) Equipamento de Aquisição de Dados e (B) Bombas para estimulação matricial.



Fonte: o autor, 2023.

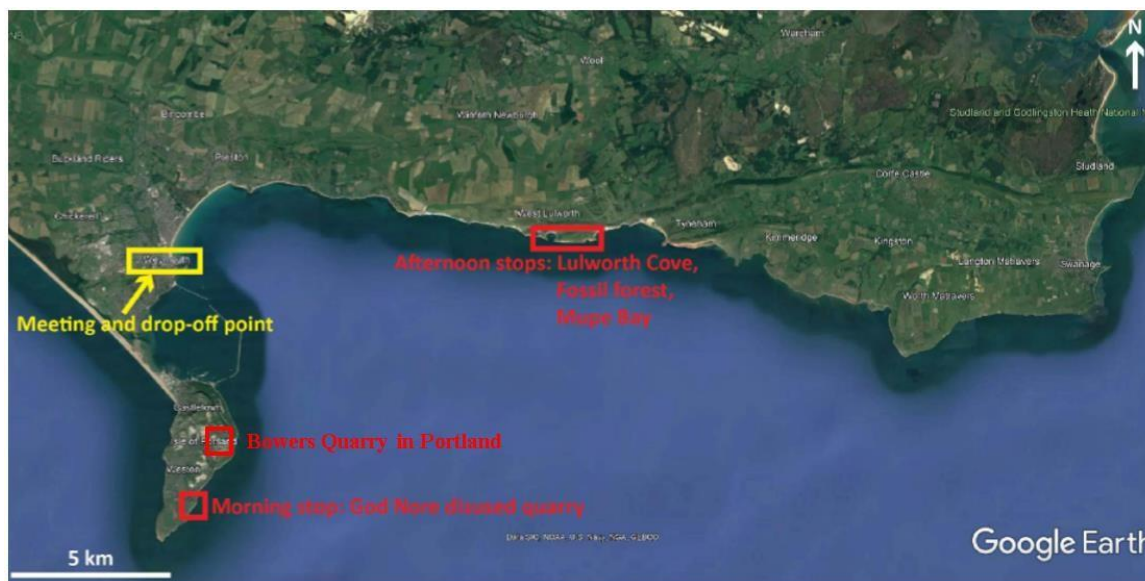
6 TRABALHO DE CAMPO

Foi efetuada um trabalho de campo a afloramentos dos estratos não marinhos de Purbeck em Dorset no sul de Inglaterra. O objetivo desta viagem de campo foi obter uma visão geral valiosa dos microbialitos não marinhos do Mesozóico; suas fácies, sistemas de poros e ambientes deposicionais e da variação litoestratigráfica de afloramentos dos carbonatos do grupo Purbeck nas áreas costeiras em Weymouth (Dorset, Reino Unido), na Ilha de Portland e em West Lulworth. O trabalho de campo consistiu em 2 dias (07/05/2022 e 08/05/2022) e teve como objetivo estudar as camadas do Membro Mupe, com foco na deposição, estratigrafia e características sedimentares dessas camadas em uma descrição sistemática de afloramentos do

Grupo Purbeck resultantes do projeto de doutorado de 3 anos na Royal Holloway University, do Dr. Arnaud Gallois, apoiado pelo professor Dr. Peter Burgues da Universidade de Liverpool.

O objetivo secundário do trabalho de campo foi o escaneamento de afloramentos da Formação Lulworth utilizando a tecnologia lidar (Light Detection and Ranging) gerando representações detalhadas dos afloramentos geológicos. Isso possibilita a identificação de feições geomorfológicas, estruturas sedimentares e outros elementos com grande precisão. Em cada afloramento também foi realizada a identificação da litologia e textura da rocha, determinação da espessura e inclinação dos estratos, descrição de estruturas sedimentares e conteúdo fóssil, determinação da natureza dos limites entre as camadas.

Figura 62. Itinerário de viagem de campo - Cinco paradas principais nas camadas mais baixas do grupo Purbeck Limestone, o membro Mupe.



Fonte: o autor, 2023.

6.1 Bowers Quarry in Portland.

Bowers Quarry/Mine é uma pedreira ativa no lado oeste da Ilha de Portland, Dorset, Inglaterra. A pedreira é operada pela Albion Stone e se tornou o local da primeira mina de Portland Stone. A pedreira não tem acesso público aberto sem permissão. Pode ser visto de fora da cerca de limite a uma trilha. Embora a pedreira seja fácil de interpretar em termos gerais da Formação Portland com alguns estratos da Formação Lulworth ("Lower Purbeck" na terminologia antiga) Não é como uma pedreira abandonada que você pode passear à vontade. É necessária permissão especial para entrar e os visitantes devem ser registrados. Portanto, a visita a esse ponto se restringiu a identificar de onde os blocos foram extraídos e não apresenta um estudo aprofundado.

Figura 63. O bloco veio da unidade Hard Cap e foi obtido de uma loja de blocos na Bowers Quarry em Portland. 50°32'49,4" N 2°26'53,1" W. (A) Portão de entrada da Pedreira Bowers. (B) Vista da estrada para a pedreira.



Fonte: O autor, 2022.

6.2 God Nore (Costa leste da Ilha de Portland)

Nesta pedreira abandonada, observarmos as camadas mais altas dos carbonatos Portland Limestones sobrepostos pelo grupo Purbeck. Observamos em detalhes as camadas basais do Grupo Purbeck, onde duas sequências ilustram o desenvolvimento de montes microbianos in situ (alguns ao redor de troncos e galhos de árvores) em um ambiente de lago de água salobra e coberto por paleossolos. Foram analisados os montes microbianos, tamanhos, formas e discutidos o modo de formação e crescimento ao longo das margens de um lago raso de água salobra.

Figura 64. God Nore pedreira abandonada na costa sudeste da Ilha de Portland.



Fonte: O autor, 2022.

6.3 Discussão 1: Estratigrafia, fácies, texturas.

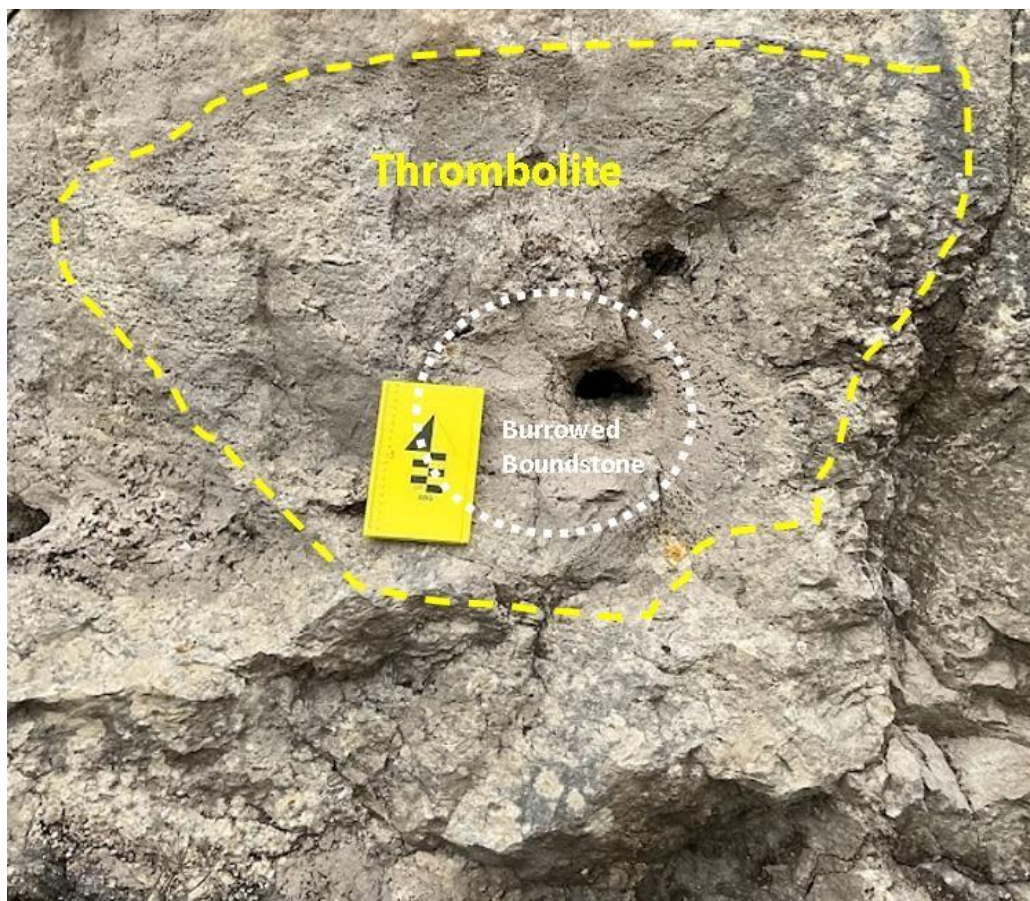
- a) 2 camadas com montículos microbianos circundados por uma fácies intermound. Skull Cap e Hard Cap;
- b) 2 paleossolos cobrindo as camadas de montes. Lower Dirt Bed e Great Dirt Bed;
- c) Montes microbianos compostos de estromatólito na base, uma fácies de Burrowed Boundstone em torno de restos de árvores e fácies de trombolito;

Figura 65. Parte inferior do Afloramento do Membro Mupe – God Nore, Ilha de Portland



Fonte: O autor, 2022.

Figura 66. Molde de um tronco caído inicialmente cercado por boudstone (liso) e posteriormente por trombólitos (rugoso). Caderneta de campo para escala.



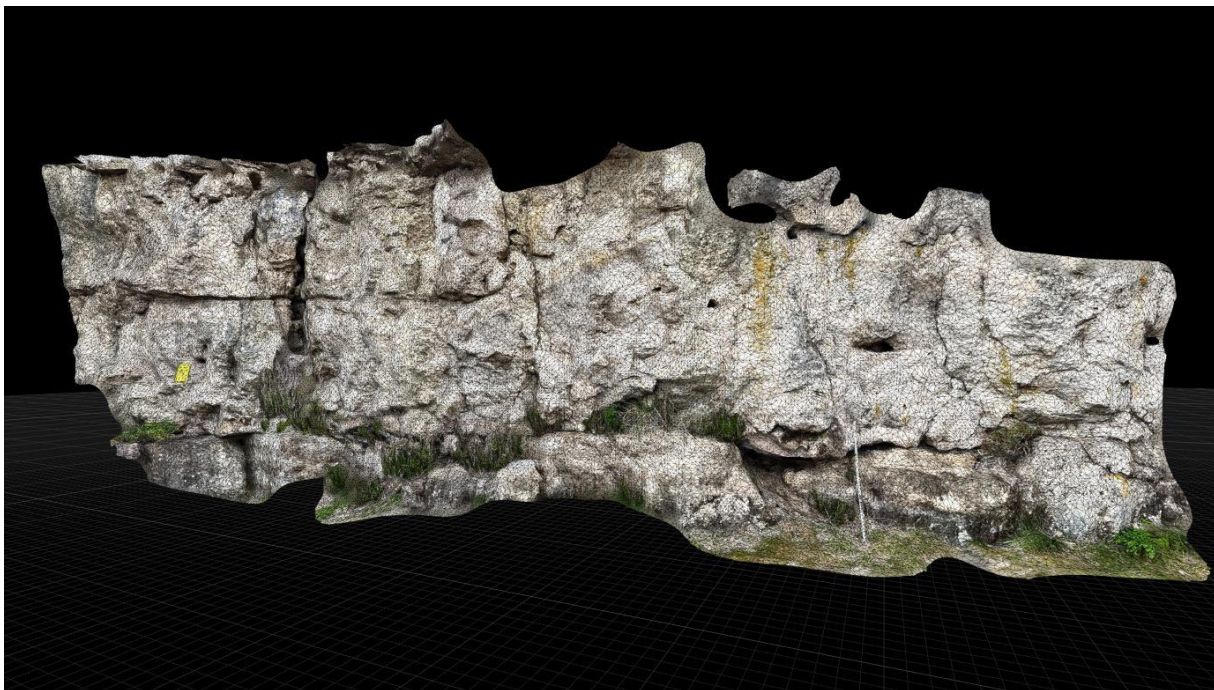
Fonte: O autor, 2022.

6.4 Discussão 2: Morfologia e distribuição dos mounds.

- a) Pequenos montes são tabulares no Skull Cap e arredondados no Hard Cap;
- b) Grandes montes têm formas mais complexas;
- c) - Ambiente deposicional durante a parte mais baixa do Membro Mupe;
- d) Lago de água salobra com pequenos montes na parte mais rasa do lago e grandes montes um pouco mais profundos;

A combinação de analisar nuvens de pontos LiDAR e conduzir estudos qualitativos de afloramentos facilitou a identificação de duas morfologias primárias de montes microbianos. Na região da Skull Cap, os montes caracterizaram-se por serem curtos e tabulares com formato largo. Por outro lado, na área de Hard Cap, os montes exibiram uma combinação de formas tabulares e domais curtas, bem como formas complexas altas e largas. Além disso, a análise de várias medidas, incluindo larguras, alturas, áreas de superfície e perímetros, indica que os montes encontrados na SkullCap são geralmente de tamanho menor em comparação aos observados na HardCap. Enquanto os montes Hard Cap apresentam uma gama diversificada de tamanhos, observa-se que os montes menores exibem tamanhos semelhantes aos dos montes Skull Cap. A observação sugere que os montes da SkullCap estão situados em águas rasas, pois os montes tabulares tendem a se expandir horizontalmente (limitados pela profundidade da água) ao invés de verticalmente, o que é característico dos montes Hard Cap. Além disso, observa-se que os relevos sinóticos máximos dos montículos apresentam semelhanças nas três unidades, atingindo até 60 cm, e descendo até 20 cm no Hard Cap.

Figura 67. Dados brutos LiDAR mostrando a nuvem de pontos de alta definição (God Nore)



Fonte: O autor, 2022.

Quatro subfácies foram identificadas no afloramento God Nore. A geometria interna e distribuição fácies dos trombólitos e estromatólitos da Formação Lower Purbeck na espessura de três metros são vistos. O afloramento é composto por 27% de estruturas Mounds e 73% de sedimentos.

6.5 Baía de Lulworth (Lulworth Cove viewpoint)

A partir deste ponto de vista, o Dr. Arnaud Gallois e o Professor Peter Burgues apresentaram a geologia geral em torno da área de Lulworth e as evidências tectônicas. Também foram vistos os montes microbianos em planta e discutidos estruturas circulares offshore recém-descobertas fotografadas no fundo do mar de Weymouth Bay por MBES (Multi-Beam Echo Sounder).

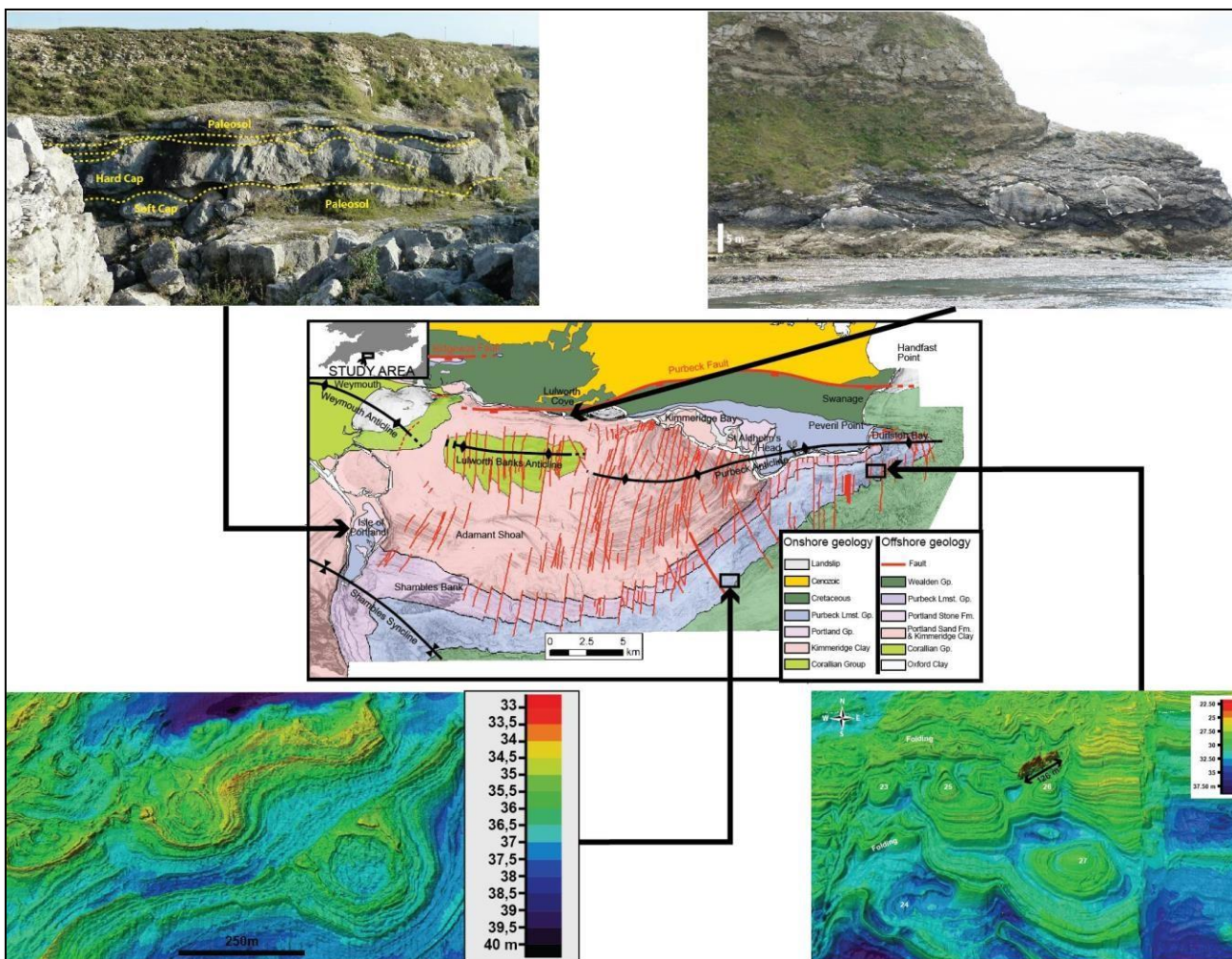
Figura 68. Lulworth Cove viewpoint. Parte superior do Membro Mupe do Grupo Purbeck



Fonte: O autor, 2022.

Os dados de eco-sonda multifeixe (MBES) da batimetria do fundo do mar de Weymouth Bay revela estruturas circulares, formadas a partir de cúpulas truncadas e côncavas desenvolvidas no grupo de calcário Purbeck superior (Cretáceo Inferior) (BOSENCE et al., 2018). As estruturas circulares fotografadas no fundo do mar de Weymouth Bay mostram muitas semelhanças morfológicas com montes carbonáticos lacustres. Embora as litologias ainda sejam desconhecidas, as estruturas circulares representam fatias anguladas através de cúpulas côncavas que são sobrepostas por estratos circundantes. Como os montículos dos calcários inferiores de Purbeck, os montículos do fundo do mar ocorrem como uma faixa paleolitoral paralela à profundidade restrita (BOSENCE et al., 2018).

Figura 69. Montes microbialíticos vistos no campo e estruturas circulares como vistas no levantamento MBES (BOSENCE et al., 2018).



Fonte: BOSENCE et al., 2018.

6.6 Fossil Forest

Neste local de renome mundial, observamos e estudamos montes microbianos desenvolvidos em torno de tocos, troncos e galhos de árvores in situ em um lago de água salobra rasas. Discutimos então sobre a distribuição das fácies, a mudança lateral, e compararemos a relação entre montes e fácies inter-montes detalhados pela manhã na Ilha de Portland.

Figura 70. (A) Horizontes da floresta fóssil têm árvores incrustadas com trombólitos, que se desenvolveram sob e acima de troncos ou galhos caídos. As árvores às vezes são silicificadas e, em alguns casos, apodrecem. Na Floresta Fóssil Inferior, troncos de árvores trombólitos verticais caíram em algum momento quando eles caem, mais trombolito pode incrustá-los no lado superior, (Fossil Forest). (B) montes microbianos trombólíticos in-situ Fossil Forest



Fonte: O autor, 2022.

Figura 71. Dados brutos LiDAR mostrando a nuvem de pontos de alta definição de Thrombolitos que se desenvolveram em torno de árvores (Fóssil Forest)



Fonte: O autor, 2022.

Figura 72. A parte ocidental da Fossil Forest, a leste de Lukworth Cove. Thrombolitos que se desenvolveram em torno de árvores parcialmente submersas podem ser vistos no Soft Cap da Formação Purbeck. Sob o calcário com Thrombolito está o Great Dirt Bed, o paleosolo no qual as árvores cresceram



Fonte: O autor, 2022.

A Fossil Forest, situada a oeste de Lulworth Cove, na região sul de Dorset, Inglaterra, é amplamente reconhecida como um importante sítio geológico de importância. A formação geológica compreende uma sequência de pequenas reentrâncias localizadas aproximadamente a meio da falésia, onde se expõe uma camada de evaporitos frágeis ou os seus homólogos alterados. Em raras ocasiões, os leitos evaporíticos e a brecha tectônico-evaporítica sobrejacente, conhecidos como Broken Beds, sofrem erosão devido ao impacto de fortes tempestades que resultam na lavagem da água do mar até a falésia. A água, juntamente com os detritos que a acompanham, é transportada de volta ao mar por meio de pequenos canais de escoamento, que são encontrados em cada pequena enseada.

A erosão de evaporitos e brechas expõe os remanescentes preservados de árvores do Jurássico Superior e os montes de trombolito que os circundam. A espécie de árvore

predominante na área consiste principalmente de um tipo antigo de cipreste conhecido como *Protocupressinoxylon*. Os espécimes são encontrados dentro de um paleossolo calcário, conhecido como Great Dirt Bed. Montes microbianos compostos de calcário trombolítico ("estromatolítico") estão situados acima das árvores. Localizado acima desta formação geológica está o distinto Broken Beds, que é composto de brecha de calcário que foi inicialmente formada por evaporação, conhecida como cargneule. A extensão estreita do Purbeck Anhydrite sob uma porção significativa do sul e sudeste da Inglaterra é amplamente reconhecida na indústria do petróleo como um refletor sísmico. As fácies marginais dos evaporitos de Purbeck podem ser observadas com destaque na Fossil Forest e nas proximidades de Potters Hole.

Figura 73. A Parte Superior Das Broken Beds Calcário Breccia. Acima De Antigos Evaporitos



Fonte: O autor, 2022.

6.7 Discussão 4: - Presença de evaporitos acamados.

- a) Evaporitos são Anidritas e Gesso (encontrados como pseudomorfos agora em calcita);
- b) Os leitos evaporíticos não parecem ser extensos (provavelmente alguns metros);

- c) Os evaporitos estão cobrindo os montes microbianos do leito Soft Cap, sugerindo uma mudança no paleoambiente de lago de água salobra para lago hipersalino;

6.8 Mupe Bay

Nesta última parada, discutimos a variação lateral de fácies dentro das mesmas camadas e a mudança de morfologias e tamanhos de montes microbianos. Em seguida, foi apresentado os controles tectônicos na distribuição das fácies em relação a distância da falha sin-rifte. Por fim vimos uma fácies peculiar, os Broken Beds, e discutimos sobre possíveis processos responsáveis por sua formação.

Figura 74. Mupe Bay



Fonte: O autor, 2022.

6.9 Discussão 5: identificação de brechas acima das camadas evaporíticas.

- a) Brecha localmente conhecida como Broken Beds;
- b) Origem da brecha: colapso e/ou tectônica?
- c) Colapso devido à dissolução de evaporitos localizados;
- d) Tectônica devido à presença de dobras;
- e) A conclusão provavelmente foi uma combinação dos dois processos;

Após a aquisição dos dados, os mesmos foram trabalhados em uma Workstation da companhia Baker Hughes, utilizando o software WellCAD, o qual combina mecanismos abrangentes de edição gráfica e ferramentas de processamento de dados, com uma excelente capacidade técnica de edição, de exibição e análise de dados. O mesmo incorpora todos os recursos e ferramentas necessárias para importar, editar, processar e exibir os dados estudados nessa tese. O processamento desses dados consistiu da integração dos dados geoquímicos e petrofísicos.

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

O presente capítulo será estruturado a partir de três tópicos, descritos a seguir.

O primeiro tópico (6.1) apresentará uma caracterização multiescala, com foco nas propriedades petrofísicas da camada Hard Cap do Membro Mupe e fornecer informações sobre seus ambientes deposicionais e história diagenética. Este estudo integra dados microtomográficos, petrográficos, geoquímicos e petrofísicos de amostras do bloco, resultando no artigo "*Multi-Scale Characterization from the Hard Cap, Mupe Member, Lower Purbeck Limestone Group, Wessex Basin, Dorset, UK*" publicado no ano de 2023 pelo Journal of Sedimentary Environments (JSE) sob licença exclusiva da Springer Nature Switzerland AG 2023.

O segundo tópico (6.2) abordará as origens da porosidade deste Hard Cap e os paleocontroles que controlaram o seu desenvolvimento. Petrográfica, catodoluminescência (CL), microscopia eletrônica de varredura-espectroscopia de energia dispersiva (SEMEDS), microanálise de sonda eletrônica (EPMA) e isótopos estáveis de carbono-oxigênio (CO) foram realizadas e os resultados foram discutidos no "*Porosity origin and paleocontrols in the Mupe Member Hard Cap from the Lower Purbeck Limestone Group, Wessex Basin, Dorset, UK*" submetido em julho de 2023 para o Journal of Iberian Geology (JIG).

O terceiro tópico (6.2) apresentará os resultados adicionais dos dados adquiridos com os métodos descrito no capítulo 4, com ênfase na estimulação ácida em matriz carbonática.

A discussão sobre as variáveis que influenciaram a formação e evolução da porosidade da camada Hard Cap, do Membro Mupe foi possível graças a uma abordagem interdisciplinar e multi-escala dos dados de rocha. Além disso, a paleogeografia que permitiu o desenvolvimento da porosidade, a interação com as mudanças no ambiente de deposição do lago, que permitiram o desenvolvimento de várias fácies, estão entre os principais fatores que influenciaram a complexidade e heterogeneidade desses reservatórios.

7.1 MULTI-SCALE CHARACTERIZATION FROM THE HARD CAP, MUPE MEMBER, LOWER PURBECK LIMESTONE GROUP, WESSEX BASIN, DORSET, UK

Rafael Cremonini Baptista ¹; Sérgio Bergamaschi¹; Marcus Vinicius Berao Ade¹;
Alessandra Silveira Machado²; Olga Maria Oliveira de Araújo²; Ricardo Tadeu Lopes²;
Giovanni C. Stael³;

¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro, UERJ, Faculdade de Geologia
Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Rio de Janeiro, Brazil

²Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia
Nuclear, Rio de Janeiro, Brazil

³Observatório Nacional (National Observatory), Rio de Janeiro, Brazil

Abstract

Non-marine carbonates are not fully understood from several points of view, including facies and petrophysics (porosity and permeability), as well as their controlling processes. The Hard Cap of the Mupe Member in the Purbeck Limestone Group of the Wessex Basin contains thrombolites presenting varying porosity degrees. This paper aims to carry out a multi-scale characterization, focusing on Mupe Member petrophysical properties and providing insights into its depositional environments and diagenetic history. Non-marine carbonates are characteristically heterogeneous, and their components are highly diverse, comprising various types of primary micrites, bioclasts and other particles, as well as different types of cement

precipitated at different diagenetic stages. These components display distinct geochemistry and petrophysics signatures. This study integrates microtomography, petrographic, geochemistry, and petrophysics data from Hard Cap Purbeck samples obtained from a block store at the Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4"N, 2°26'53.1"W), with the aim of better understanding these challenging reservoirs. Hard Cap porosity is predominantly the result of bioturbation and dissolution. Organisms such as ostracods and gastropods are believed to have played a key role in porosity development, as their activity resulted in sediment mixing and the development of pore spaces. Carbonate mineral dissolution also contributed to porosity development, with the most significant dissolution occurring during periods of increased groundwater flow. A stable isotope analysis indicated that dissolution was likely the result of acidic groundwater, which can dissolve carbonate minerals present in the limestone. The Hard Cap cementation process is the primary cause of its low porosity and permeability. The analysis also revealed that the Hard Cap was deposited in a shallow environment with alternating subaerial exposure and inundation periods. The paleo controls concerning Hard Cap porosity development were found to be largely associated to lake level and climate changes. During high lake level periods, the Hard Cap was submerged and subject to increased sedimentation, reducing porosity development. Conversely, during low lake level periods, the Hard Cap was exposed to increased groundwater flow, promoting dissolution and porosity development. Overall, this study provides important insights into the porosity origin of the Mupe Member Hard Cap and the paleo controls that influenced its development. These findings may be useful in the exploration and development of hydrocarbon reservoirs located in similar geological settings.

Keywords: Microbialites, Purbeck, X-Ray microtomography, geochemistry, petrographic, petrophysics

7.1.1 Introduction

Non-marine carbonates are a diverse group of sedimentary rocks formed in various environments, including lakes, rivers, caves, and soils. Despite their abundance and importance, non-marine carbonates have received relatively little attention compared to their marine counterparts (CAPEZZUOLI et al., 2022). The discovery of the prolific ultra-deep pre-salt field in Brazil, along with significant discoveries in China, has led to significant scientific interest in carbonate rocks located in non-marine rift environments.

Interpreting the occurrence, formation, and significance of non-marine carbonates is essential for a comprehensive understanding of carbonate reservoirs. Carbonate sediments are prone to rapid and pervasive diagenetic alterations that modify carbonate rock mineralogy and

pore structure cementation and dissolution processes, in particular, continuously modifying pore structures to create or destroy porosity (EBERLI et al., 2003).

A literature review revealed that non-marine carbonates are a diverse group of sedimentary rocks formed in various environments, including lakes, rivers, caves, and soils (CAPEZZUOLI e SWENNEN, 2017; CAPEZZUOLI et al., 2022). The most common types of non-marine carbonates are travertine, tufa, calcareous soils, and calcretes (JONES e RENAUT, 1995). The formation of non-marine carbonates is mainly controlled by complex chemical and biological processes, including precipitation, dissolution, and microbial activity (CAPEZZUOLI e SWENNEN, 2017).

The complex, heterogeneous, and deformed pore structures of the aforementioned pre-salt field in Brazil make petrophysical characterizations and formation process evaluations a challenge for the Oil Industry (AHR, 2008). Brazilian Pre-salt carbonates are not fully understood from several perspectives, including petrophysics, facies, diagenesis, and structural geology. Additionally, access to Brazilian pre-salt carbonate rocks is difficult. On account of this, analog rocks are essential to understand the growth, facies and petrophysical properties of these carbonates.

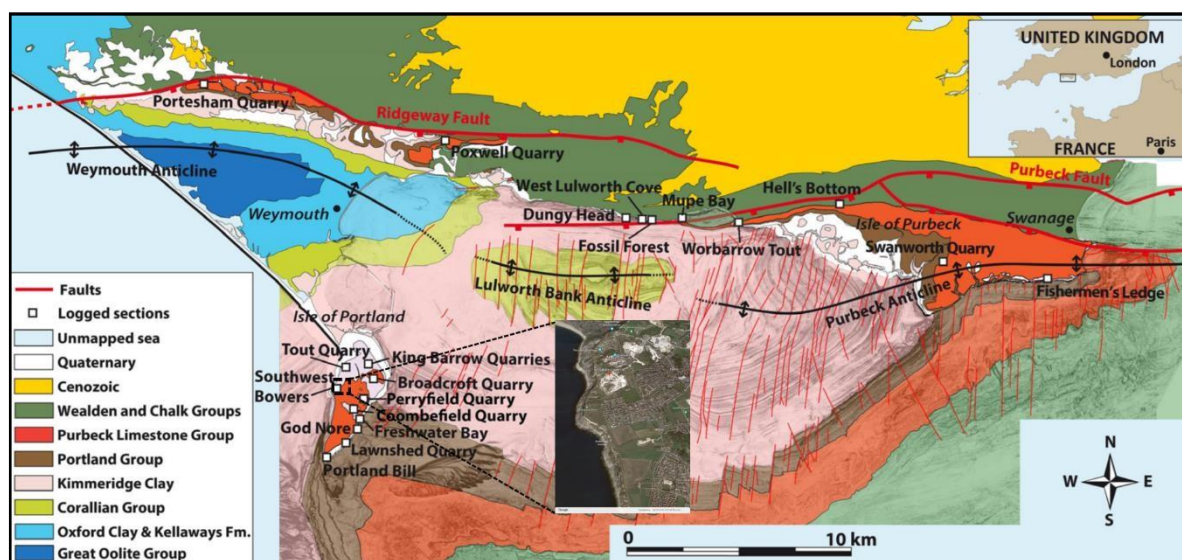
The Purbeck Limestone Group (Upper Jurassic – Lower Cretaceous) exposed in Dorset is considered a partial analogue regarding some South Atlantic pre-salt carbonate reservoir aspects, as both deposits are about the same age, presenting similar tectonic setting and basin evolution (both are pre-salt carbonates) and porous microbial mound facies (GALLOIS and BOSENCE, 2017). Lower Purbeck Formation carbonates comprise microbialites (thrombolites and stromatolites) with unusual growth patterns (MUNIZ and BOSENCE, 2015). Overall, the Lower Purbeck Limestone is a useful partial analogue for some aspects of the Brazilian pre-salt carbonate reservoirs due to their similarities in age, tectonic setting, and basin evolution. Based on the search results provided by Gallois e Bosence (2017) the potential points to consider when using the lower Purbeck Limestone as a partial analogue of Pre-salt carbonate from the South Atlantic:

- a. Depositional environment: The lower Purbeck Limestone was deposited in a shallow non-marine environment that was low-energy and protected from wave action. Similarly, the pré-sal carbonate reservoirs were deposited in a shallow non-marine environment that was relatively calm and protected from the open ocean.
- b. Lithology: The lower Purbeck Limestone is a carbonate rock that contains a variety of facies, including mudstones, wackestones, packstones, and grainstones. Similarly, the pré-sal carbonate reservoirs are composed of different carbonate facies, including limestones, dolomites, and anhydrites.
- c. Organic matter: The lower Purbeck Limestone contains organic matter, which can provide insights into the thermal maturation and diagenesis of the rocks. Similarly, the Pre-salt carbonate reservoirs also contain organic matter, which can affect the porosity and permeability of the rocks.
- d. Diagenesis: The lower Purbeck Limestone has undergone extensive diagenesis, including compaction and cementation. Similarly, the Pre-salt carbonate reservoirs have undergone significant diagenesis, including cementation, and fracturing.
- e. Reservoir properties: The lower Purbeck Limestone has different range of permeability and porosity, which can make it a useful analogue for the Pre-salt carbonate reservoirs, which also have variable permeability and porosity.

By considering these and other factors, researchers can use the lower Purbeck Limestone as an analogue for the Pre-salt carbonate reservoirs, providing valuable insights into the depositional environment, lithology, diagenesis, and reservoir properties of these important geological formations. Because of this, the Purbeck Formation offers an excellent opportunity to further knowledge on petrophysical responses and their association with different facies to more accurately evaluate and characterize microbial carbonates by employing non-destructive X-ray microtomography (microCT) analyses for digital rock assessments.

Purbeck microbialites are exposed on the Isle of Portland, Dorset, in southern England (Figure 75). They display characteristic freshwater tufa features (BOSENCE, 1987; PERRY, 1994), presenting mainly thrombolitic textures. The Mupe Member of the Purbeck Limestone Group is particularly well exposed in its type area along the south Dorset coast, comprising part of the Jurassic Coast World Heritage Site (GALLOIS, 2016).

Figure 75. Location and geological maps of the study area. The block comes from the Hard Cap unit and was obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland. 50°32'49.4"N 2°26'53.1"W.



Font: Modified from Bosence and Gallois (2022).

Thrombolites are sedimentary structures composed of microbial communities that form thin, laminated layers. They are most commonly found in shallow, freshwater environments and are formed by the accretion of microbial communities onto existing sediment structures. The microbial communities that form thrombolites are usually composed of bacteria, archaea, and cyanobacteria. Thrombolites are usually characterized by dome- or column-shaped structures composed of thin layers of sediment interbedded with microbial remains (KENNARD and JAMES 1986). Thrombolite formation is a complex process that involves a combination of biological, chemical, and physical processes (REID, 2001).

Understanding the formation and composition of thrombolites can provide insights into the evolution of this challenging reservoir. Recent studies have applied multi-scale characterizations to better understand thrombolites. For example, the studies conducted by Boomer et al., (2003) and Liu et al., (2017) employed multi-scale characterization, a powerful tool for investigating the complex structure and composition of geological materials. This technique involves applying various analytical techniques to investigate materials at different scales.

Outcrop studies of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous (Tithonian) lower Purbeck Limestone Group strata along the southern coast of England in the Isle of Portland/Lulworth/Worbarrow Bay area (Figure 1) have revealed a distinctive succession of limestones, calcareous shales, and marls. These strata are up to 120 m thick onshore (WEST, 1975; CLEMENTS, 1993) and over 200 m thick offshore (UNDERHILL, 2002), and contain diverse fossil assemblages that sometimes indicate fresh, often brackish or hypersaline, and occasionally, fully marine deposition conditions (BATTEN, 2002; CORAM and RADLEY, 2021).

This study aims to carry out a multi-scale analysis of the Hard Cap in the Mupe Member, with the following objectives:

- a) Characterize Hard Cap mineralogy and texture using thin-section petrography.
- b) Determine Hard Cap porosity and permeability using porosity and permeability laboratory measurements.
- c) Evaluate the impact of mineralogy and texture on Hard Cap petrophysical properties, including the interpretation and analysis of the gamma-ray logs to determine the depositional environment of the limestone samples and their Th/U ratios.
- d) Characterize the internal structure and morphology of thrombolites using high-resolution X-ray microtomography and evaluate the potential of X-ray microtomography as a tool for thrombolite characterization.

- e) Analyze stable carbon and oxygen isotopes to determine the depositional environment and diagenetic alteration histories of limestone samples.

The results of this study will provide a better understanding of the geological history and petrophysical properties of Mupe Member Hard Caps, as the applied methodologies can be used to improve reservoir characterization and hydrocarbon exploration in similar geological settings.

7.1.2 Geologic Setting

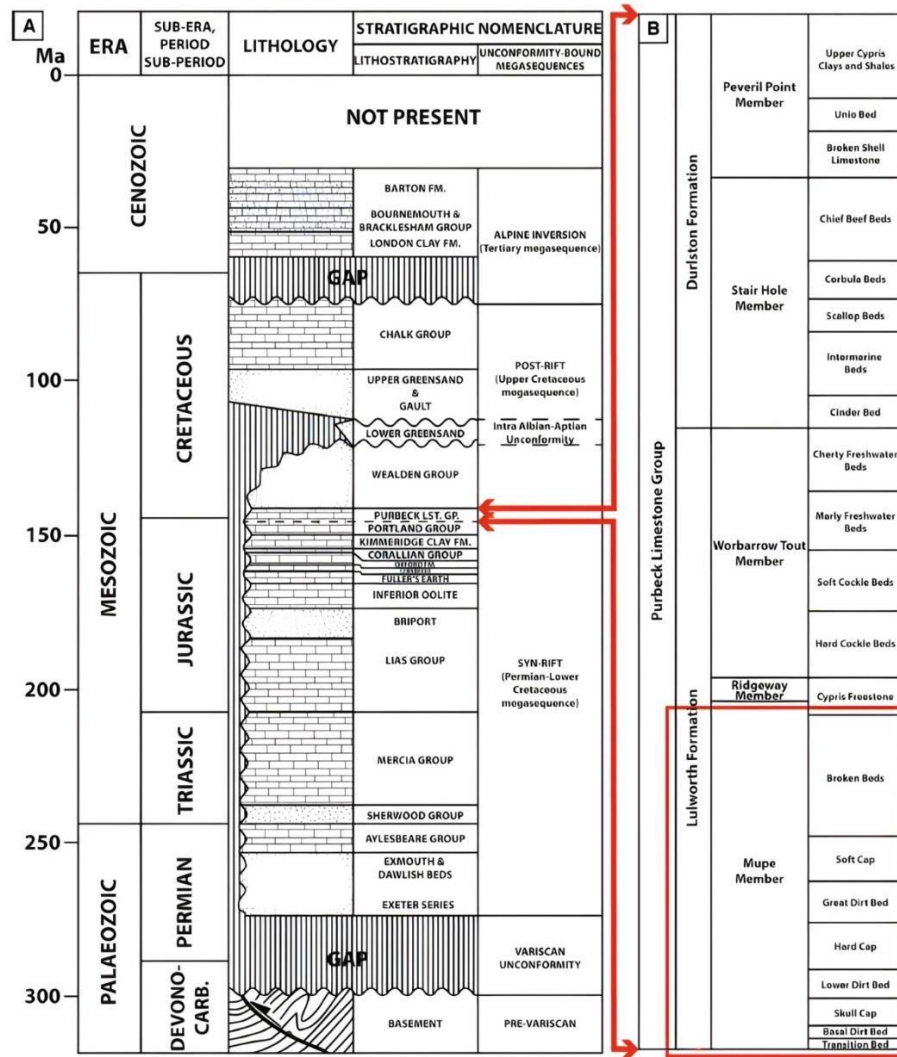
7.1.2.1 The Wessex Basin

The Wessex Basin was formed during the Late Permian and evolved during subsequent extensional and compressional tectonic events that took place in the Mesozoic and Tertiary (BUTLER, 1998; HAWKES et al., 1998; UNDERHILL and STONELEY, 1998). It is an established hydrocarbon province (UNDERHILL and STONELEY, 1998) and several studies have described the geological evolution of both the Wessex Basin and Purbeck Group for over 200 years (WOODWARD, 1895; WEBSTER, 1826; PUGH, 1968; ANDERSON, 1971; WEST, 1975; FRANCIS, 1982, 1984; PERRY, 1994; HORNE et al 2002; UNDERHILL and STONELEY 1998; UNDERHILL, 2002; GALLOIS, 2016; BOSENCE and GALLOIS, 2022).

The Wessex Basin is an extended sub-basin within a larger intracratonic system of Mesozoic basins covering much of north-western Europe (ZIEGLER, 1990; UNDERHILL and STONELEY, 1998), which was transformed by north-south compression during the Cenozoic. The initial extent of the Wessex Basin was compiled from outcrop and subsurface data (LAKE, 1985; COPE, 1980; UNDERHILL, 2002), indicating occasional oceanic connections to the southwest and northeast (COPE et al., 1999). The Wessex Basin comprises three sub-basins, namely the Portland-Wight in the southwest, the Pewsey in the northwest and the Weald in the east.

Wessex Basin sediments are recorded in sandstones, shales, limestones and evaporites from the Permian to the Cenozoic, with subsequent post-Cenozoic deposits noted in the Hampshire Basin (Figure 76; Gallois 2016 modified after Underhill and Stoneley 1998).

Figure 76. Wessex Basin stratigraphic divisions: (a) Wessex Basin stratigraphy (Gallois 2016, modified after Underhill and Stoneley 1998); (b) detailed Purbeck Limestone Group stratigraphy.



Font: GALLOIS 2016, modified after UNDERHILL and STONELEY 1998.

7.1.2.2 Mupe Member - Lower Purbeck Limestone Group

The Purbeck Limestone Formation includes non-marine carbonate, evaporite, and paleosol facies from the Upper Jurassic to the Lower Cretaceous (WEST, 1975; BOSENCE, 1987; PERRY, 1994). The Mupe members of the Purbeck Limestone Formation, a part of the Jurassic

Coast World Heritage Site and the subject of this study, are particularly well exposed in the type area on the southern coast of Dorset (Fig. 75). Non-marine sediments of Mupe members (Fig. 76b) have been periodically studied for almost 200 years, with most publications focusing on the middle and upper parts of the group, well exposed in Durlston Bay (WIMBLEDON and HUNT 1983; CLEMENTS, 1993).

Less research, however, has been performed on the lower details of Mupe members (WESTHEAD and MATHER, 1996), including "caps" and "mud beds" by earlier authors, as well as "broken beds" and "Cypris Freestones" (CLEMENTS, 1993).

Mupe Members are composed of Upper Jurassic lacustrine microbial carbonates, and their associated facies were formed in a semi-arid climate setting during the extensional phase of Wessex Basin (GALLOIS and BOSENCE 2017), occurring within three stratigraphic horizons, termed Skull Cap, Hard Cap, and Soft Cap (Figure 77), separated by palaeosoil horizons known as 'dirt beds' (WEST, 1975; PERRY, 1994; WEST, 2013; GALLOIS et al., 2018).

Figure 77. Lower part of the Mupe Member Outcrop – God Nore, Isle of Portland. Photograph taken by R. C. Baptista.



Font: o autor, 2023.

According to Gallois (2016), these represent three shallowing-upward lacustrine sequences capped by emergent surfaces (paleosols). Thrombolites typically grow as mounds up to 10 m across and vary in thickness from about 0.5 to 4 m, maintaining a high primary framework porosity (GALLOIS and BOSENCE, 2017). These structures commonly accumulated around the bases of contemporaneous trees or fallen tree trunks (now silicified or represented by moulds) initially on a burrowed boundstone substrate (GALLOIS et al., 2018) (Figure 78). Vugs are abundant and conspicuous calcite crusts with smooth botryoidal upper surfaces that commonly surround mesoclots or cap thrombolites (KIRKHAM and TUCKER, 2018).

Figure 78. Left - A mould of a fallen branch initially surrounded by burrowed boundstone (smooth) and later by thrombolites (rubbly). Field notebook for scale. Right - Centimeter-sized microbial intraclasts adjacent to a microbial mound, originally developed around a tree trunk that has since been removed by erosion, leaving a hollow mound center. Field notebook for scale. R. C. Baptista took the photograph.



7.1.2.3 Material and Methods

This study is based on a detailed analysis of a 4.5-ton block (Figure 79) from the Hard Cap unit obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4"N 2°26'53.1"W). The block was donated by Baker Hughes of Brazil to the Rio de Janeiro State University (Universidade do Estado do Rio de Janeiro, UERJ). A total of 29 core samples (1.0 inches in diameter) were taken and faceted. From these, a set of 17 plugs from bottom to top parallel to the sedimentary bedding were used in microtomography, petrophysics, geochemistry, and petrographic analyses.

The core samples were imaged using a microCT in a Phoenix V|tome|x M equipment (Waygate Technologies) at the Nuclear Instrumentation Laboratory belonging to the Federal University of Rio de Janeiro (COPPE Nuclear Engineering Program, UFRJ). The images were obtained at a 25 μm effective pixel size resolution, and the scanning parameters were set to 100 kV and 250 μA operating voltage and current, with a 250 ms exposure time. An aluminum filter (1 mm) was used to improve image quality. Porosity measurements were performed using the CTAn software v. 1.17.7.2 and permeability measurements were conducted using the Avizo Fire software v. 2020.1, employing the Xlab Absolut Permeability Simulation plugin.

The plugs underwent routine petrophysical characterizations to obtain effective porosity and absolute permeability values using a UltraPore 300 and UltraPerm 500 (Core Lab) gas porosimeter and permeameter, respectively at the National Observatory Petrophysics Laboratory (LabPetrON). A matrix cup and plug core-holder with a standard diameter of 1.0 and 1.5 inches and variable lengths up to 10.0 cm, were used. Nitrogen was used for porosity and permeability measures at a pressure of 500 psi.

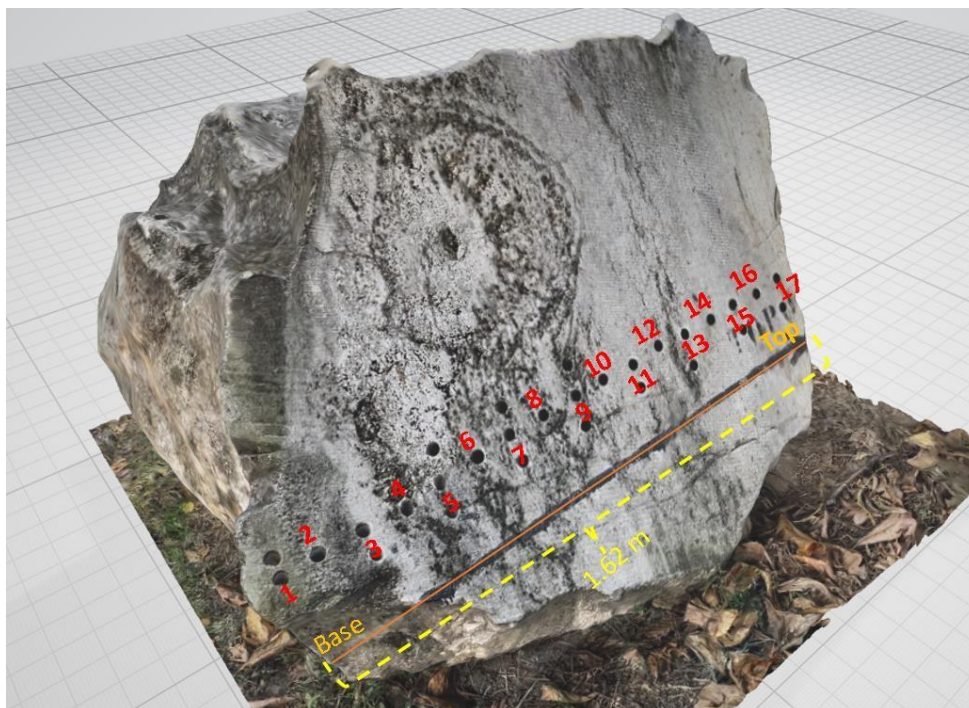
The gamma-ray spectrometry data were obtained using a portable GRS-2000 detector gamma-ray spectrometer at the Chemostratigraphy and Organic Geochemistry Laboratory (LGQM-UERJ). The GRS-2000 instrument was calibrated using high volume standards (etalons) for K, Th and U at the Brazilian Nuclear Energy Commission Institute of Radiation Protection and Dosimetry (IRD) under the authority of the Brazilian Ministry of Science, Technology, and Innovation. The GRS data acquisition procedure consisted in two measures. The first measurement was obtained by maintaining the detector in contact with the plug position on the block for 120s, and the second measurement was obtained by repeating the same procedure. The final value consisted of the average of the two measures for the determined K (%), Th (mg/kg) and U (mg/kg) peaks.

Stable $\delta^{13}\text{C}$ (‰) VPDB and $\delta^{18}\text{O}$ (‰) VPDB Isotopes were determined employing an advanced spectrometer isotope ratio mass (IRMS) Kiel IV Carbonate equipment connected to a Thermo Delta V Advantage equipment at the LGQM. Sample processing was performed according to McCrea (1950). The carbon and oxygen stable isotope analyses were performed

in ~3 g of a total rock sample from each core, focusing on comparative analyses. The 17 samples were sorted, homogenized by maceration, and sieved through an 80-mesh grain size and then reacted with 103% phosphoric acid at 25 °C according to McCrea (1950). Analytical accuracy and replicate analyses were always better than 0.1%.

The petrographic microscopy analyses were performed using a Zeiss Axio Lab A1 petrographic microscope at the Petrography Laboratory (LPETRO) belonging to the Geology Faculty of UERJ. A set of 17 thin sections (one of each core sample) was described petrographically and sedimentological, using the Dunham (1962) carbonate rock classification. Thin section analyses allowed for more detailed assessments of the mineralogical composition, fossil record, and pore types of the studied carbonate rocks.

Figure 79. The 4.5-ton block from the Hard Cap unit obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4"N 2°26'53.1"W). The numbers of the analyzed plugs are depicted in red.



Font: o autor, 2023.

7.1.3 Results and Discussion

Porosity and permeability are key factors in oil and gas exploration, and understanding their origin is crucial in order to identify areas that may be conducive to hydrocarbon production.

An integrated analysis is presented herein to understand the physical changes of the studied Hard Cap thrombolite. A comprehensive study was conducted to understand permeability and porosity variations across the hard cap samples.

7.1.3.1 Gamma-Ray Spectrometry

The gamma-ray logs indicated significant variations in the total units of the limestone samples from the Hard Cap. High total values indicate the Mudstone-Wackestone facies, while the low total gamma ray values indicate microbialite (thrombolite) layers. Variations in total gamma-ray values also suggest changes in the depositional environment and diagenetic alteration history of the limestone samples.

The Th/U ratios were determined by analyzing the gamma-ray spectra of the samples obtained from the Hard Cap, Mupe Member using a gamma ray log.

The Th/U ratios varied, ranging from 3.7 to 6.8, indicating significant differences in the physical changes that occurred in the Hard Cap layers. The low Th/U ratio suggested that the limestone layers underwent minimal physical changes during burial, while the high Th/U ratio suggested greater physical changes.

The gamma-ray spectrometry results are presented in Table 2.

Table 2. Gamma-ray spectrometry results. The TOT symbol represents the total spectrum count and dose rate value in nGy/h. The K symbol represents the potassium (K) count and the K concentration in %. The U symbol represents the uranium (U) count and the U concentration in mg/kg. The Th symbol represents the thorium (Th) count and the Th concentration in mg/kg. The CC symbol represents the cosmic count. The DT symbol represents the dead time percentage.

Plug	TOT	Dose	K (cps)	K	U (cps)	U (mg/kg)	Th	Th (mg/kg)	CC	DT	Th/U
1	1443.39	48.3	5.735	1.6	2.4	2.05	1.79	13.7	0.83	2.4	6.683
2	1440.78	43.25	5.205	1.3	2.39	2.1	1.67	12.5	0.825	2.3	5.952
3	1438.87	39.55	4.29	1.0	2.115	2.35	1.415	9.25	0.91	2.3	3.936
4	1.432.775	27.85	3.97	1	2.075	2.05	1.285	8.65	0.78	2.3	4.220
5	1.423.675	10.35	3.63	0.9	1.635	1.3	1.12	7.05	0.785	2.3	5.423
6	1.427.265	17.25	3.425	0.8	1.605	1.1	1.2	7.5	0.78	2.3	6.818
7	1.423.955	10.9	3.73	0.9	1.675	1.5	1.23	7.2	0.74	2.3	4.800
8	1.431.745	25.85	3.685	0.9	1.655	1.25	1.24	7.3	0.785	2.3	5.840
9	1428.21	19.1	3.41	0.8	1.73	1.5	1.075	6.35	0.815	2.3	4.233
10	1.427.435	17.6	3.515	0.8	1.75	1.15	1.2	7.5	0.82	2.3	6.522
11	1.430.695	23.8	3.395	0.8	1.84	1.5	1.14	6.8	0.84	2.3	4.533
12	1.430.775	24	3.37	0.7	1.885	1.85	1.155	7.05	0.815	2.3	3.811
13	1.427.685	18.05	3.425	0.8	1.835	1.4	1.195	7.65	0.88	2.3	5.464
14	1428.5	19.65	3.435	0.8	1.79	1.8	1.14	6.7	0.855	2.3	3.722
15	1426.55	15.85	3.815	0.9	1.895	1.75	1.255	8	0.825	2.3	4.571
16	1.432.955	28.2	3.77	0.9	1.94	1.95	1.285	8.15	0.93	2.3	4.179
17	1438.31	38.5	4.57	1.2	2.255	2.2	1.675	11.5	0.895	2.3	5.227

The natural gamma radiation of rocks is the result of emissions produced by potassium (K), thorium (Th), and uranium (U) isotopes (DYPVIK and ERIKSENF, 1983; EHRENBERG and SVÅNÅ, 2001). The relative contributions of these elements to the total gamma ray (GR) log profile of a borehole can be differentiated by a spectral GR logging tool, and such patterns are commonly examined in hydrocarbon exploration wells as a means of estimating mineralogy, differentiating depositional environments, and recognizing significant stratigraphic surfaces (SERRA, 1984; DAVIES and ELLIOTT, 1996; NORTH and BOERING, 1999). Scarce studies documenting spectral GR significance are available to date for carbonate strata, although there appears to be a widespread appreciation that K and Th reflect clastic content, whereas U is determined by diagenetic processes involving oxidation state changes (LUCIA, 1999). Most of the published carbonate spectral GR assessments ascribe localized U enrichment to late diagenetic fluid movements (HASSAN et al. 1976; FERTL and RIEKE, 1980; LUCZAJ, 1998).

According to Klaja and Dudek (2016), the application of the spectral gamma record in geological interpretation is much better recognized by Th/U ratio curves, where Th/U ratios can reflect sedimentary conditions, as follows: $\text{Th/U} > 7$ indicating continental environment, oxidizing conditions and weathered soils, among others, $\text{Th/U} < 7$, indicating marine sediments, grey and green shales and greywacke and $\text{Th/U} < 2$, marine black shales, phosphorites and reducing conditions. Organic matter content estimates in the claystone and detection of stratigraphic correlations determine transgressive-regressive and oxidant-reducing conditions.

The gamma-ray spectrometry results suggest that the Hard Cap Mupe Member of the Lower Purbeck Limestone Group is a layered formation consisting of alternating layers of Mudstone-Wackestone, Microbialite, and Peloid grainstone. The detected variations in Th/U ratio values also suggest changes in the depositional environment, including lake level fluctuations and sediment supply changes. The high Th/U ratio values indicate that the limestone layers were deposited in a high-energy shallow environment, whereas the low Th/U ratio values suggest deposition in a low-energy environment with restricted circulation.

7.1.3.2 Routine petrophysics analyses

The routine petrophysical characterization results obtained at LabPetrON are displayed in Table 3. The grain density values ranged between 2.63 and 2.71 g/cc, consistent with the mineralogical composition determined by petrographic and microCT analyses. The seventeen analyzed plugs displayed variable porosity and permeability values and can be separated into three categories considering permeability values, very low (< 3 mD), low (3 to 13 mD) and very high (> 1000 mD) permeability. The porosity and permeability of samples 4, 8, 15 and 16 could not be determined due to diameter changes along the plugs.

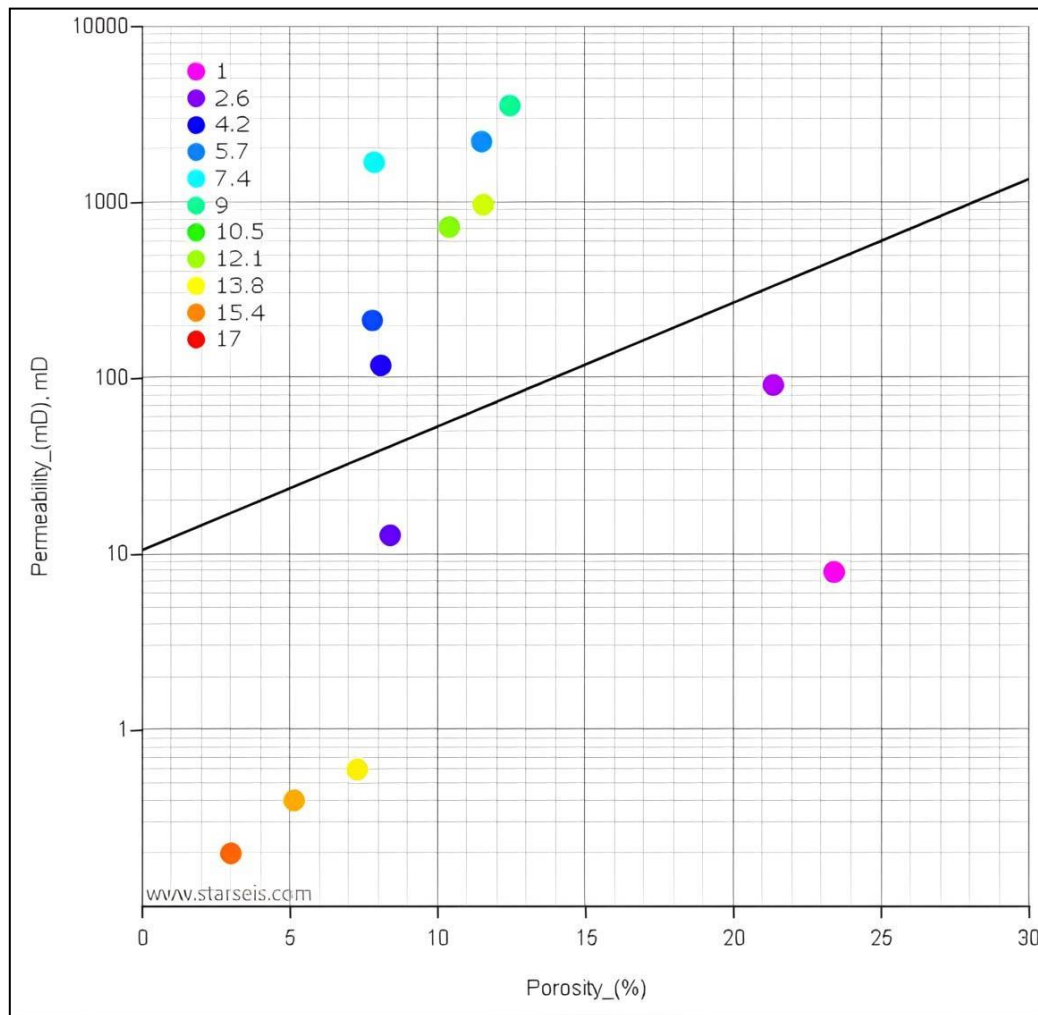
Table 3. Purbeck plugs routine petrophysical data. Total volume, density, permeabilities, and porosity values for each sample.

Plug	Density g/cm ³	Porosity (%)	Permeability (mD)	Weight g	Length cm	Diameter (cm)	Total me (cm ³)	Solid me (cm ³)	Pore me (cm ³)	Bulk Density (cm ³)
1	2.715	23.399	7.977	60.875	6.383	2427	29.532	22.419	6.848	2.061.323
2	2.693	21.345	92.267	23.028	2.519	2347	10.894	8.552	2.321	2.113.824
3	2.693	8.38	12.9	27.600	2.547	2387	11.396	10.249	0.937	2.421.902
4	***	***	***	34.846	3.136	23606	***	***	***	***
5	2.69	7.774	214.667	34.559	3.212	2363	14.083	12.848	1.083	2.453.952
6	2.677	11.47	2.226.667	37.180	3.606	2378	16.022	13.888	1.799	2.320.559
7	2.683	3.666	0.0001	49.709	4.329	2385	19.333	18.525	0.705	25.712
8	***	***	***	48.611	4.716	23626	***	***	***	***
9	2.695	12.432	3.563.333	66.585	6.150	2452	29.038	24.707	3.508	229.303
10	2.689	2.527	0.0001	91.942	7.603	2447	35.761	34.201	0.887	2.571.013
11	2.708	3.648	0.0001	62.055	5.149	2449	24.247	22.913	0.868	2.559.286
12	2.711	10.382	727	65.212	5.768	2451	27.205	24.058	2.787	2.397.059
13	2.716	11.528	976	57.442	5.167	2449	24.347	21.150	2756	2.359.305
14	2.719	7.268	0.602	65.073	5.598	2440	26.184	23.930	1876	248.522
15	***	***	***	21.456	1.794	24076	***	***	***	***
16	***	***	***	62.684	5.100	24120	***	***	***	***
17	2.631	0.855	0.0001	72.437	6.020	2437	28.076	27.534	0.237	2.580.033

Permeability and porosity cross-plot analyses comprise a valuable tool in understanding the distribution and variability of these two key reservoir parameters. The plot can be divided into different zones based on the clustering of data points, corresponding to different flow units with distinct permeability and porosity values.

Our findings indicate that most of the reservoir area was characterized by low permeability and low porosity, indicating low flow potential. The highest flow potential was located in thrombolite facies where the permeability and porosity values were comparatively high (Figure 80)

Figure 80. A cross plot indicating permeability versus porosity recorded outcomes from core analysis indicates the best-fit line where heterogeneity is illustrated through the distribution interval.



Font: o autor, 2023.

7.1.3.3 Geochemistry

The results are expressed as % units and presented regarding the PDB standard (Table 4). The international reference standard for carbon isotopes is VPDB, which is shorthand for "Vienna Pee Dee Belemnite".

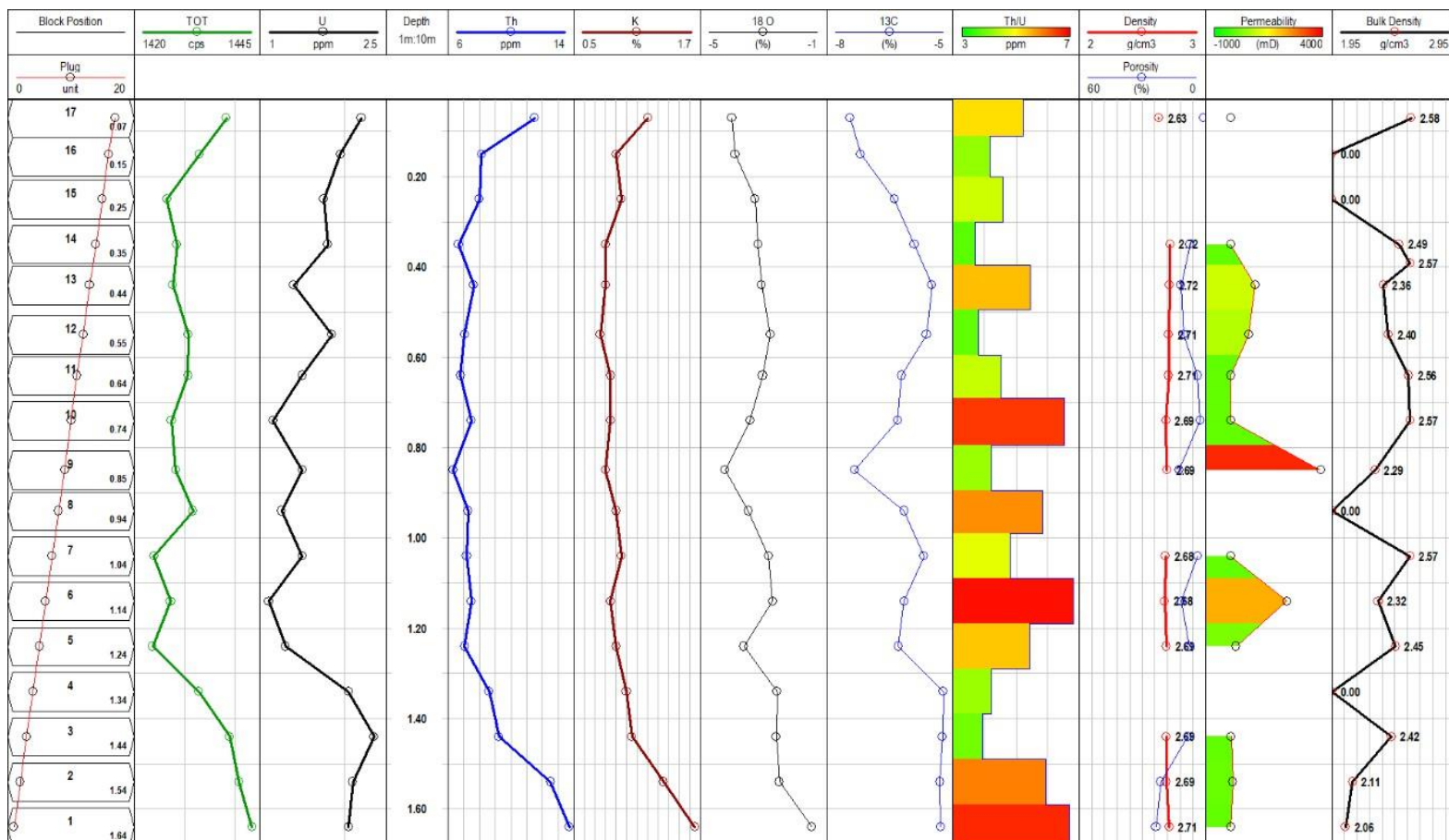
Table 4. Purbeck plugs Stable Isotopes for $\delta^{13}\text{C}$ (‰) VPDB e o $\delta^{18}\text{O}$ (‰) VPDB.

Plug	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) VPDB	STD DEV	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)) VPDB	STD DEV	CO 2 TOTAL $\mu\text{mol mol}^{-1}$
1	-5.285	0.032	-1.452	0.067	1390
2	-5.31	0.007	-2.485	0.029	1411
3	-5.245	0.033	-2.59	0.071	1408
4	-5.225	0.019	-2.568	0.006	1314
5	-6.294	0.006	-3.629	0.01	1200
6	-6.165	0.016	-2.706	0.057	1326
7	-5.688	0.008	-2.835	0.043	1077
8	-6.164	0.024	-3.475	0.059	1349
9	-7.338	0.027	-4.217	0.066	1378
10	-6.307	0.011	-3.417	0.032	1332
11	-6.217	0.042	-3.026	0.059	1402
12	-5.619	0.035	-2.774	0.052	1317
13	-5.496	0.023	-3.056	0.038	1332
14	-5.914	0.031	-3.163	0.032	1390
15	-6.382	0.015	-3.264	0.043	1361
16	-7.196	0.012	-3.899	0.067	1346

17 -7.436 0.017 -4.000 0.05 1270

Figure 82 illustrates the integrated log-based presented permeability and porosity variation with spectral gamma ray signature and stable isotopes. The integration of the geochemical core data with the petrophysical data demonstrated that almost all measurements are consistent with the lithologies, with no major anomalies that could falsify their interpretations, as displayed in the logs presented in Fig. 82.

Figure 81. Composite log from the Hard Cap block thrombolite integrating the gamma-ray spectrometry results with selected petrophysical logs and carbon and oxygen stable isotope analyses. The plug numbers indicate the position of the cored intervals. This integration allows for the identification and characterization of the main Hard Cap facies.



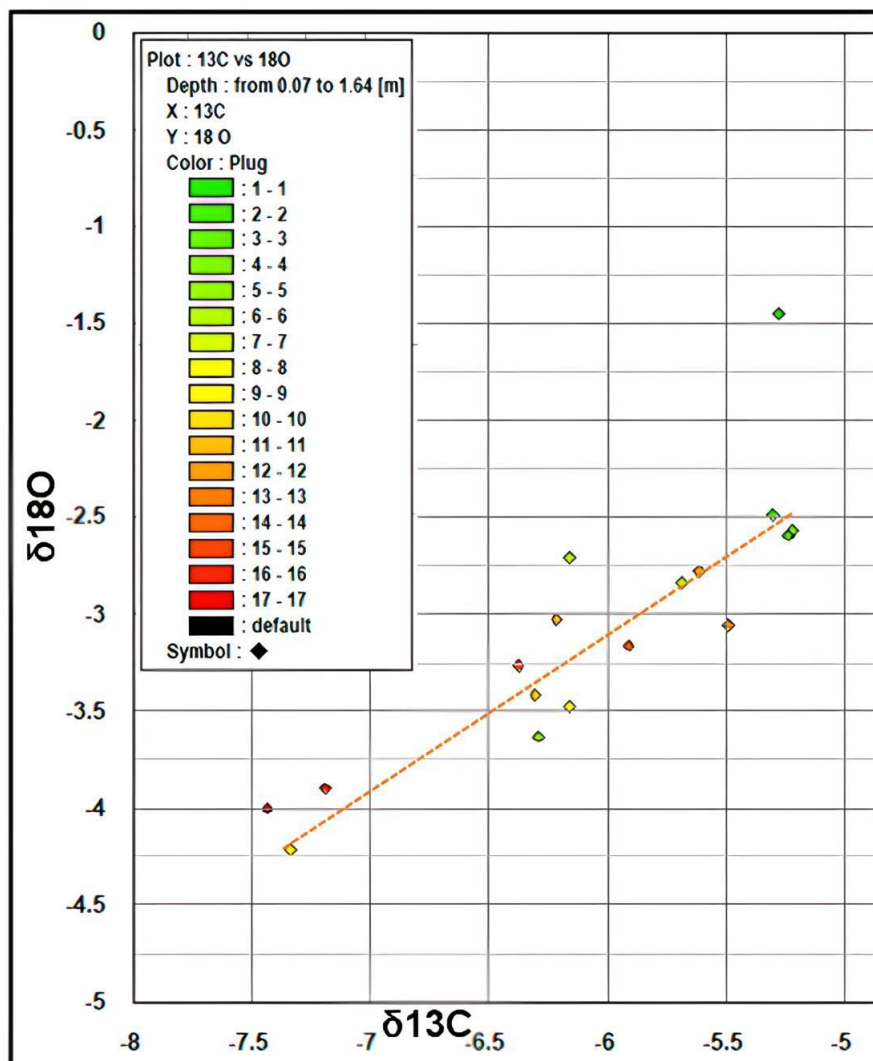
Font: o autor 2023.

Whole-rock method isotopic analyses are a method used to interpret the geochemical and isotopic signatures of rocks on a large scale using whole-rock samples., providing a broad overview of the isotopic composition of a given rock formation (DEMBICKI, 2017). Detailed micro-sampling from diverse depositional and diagenetic isotopic signatures, on the other hand, is a more detailed method of analyzing the isotopic composition of rocks. This method involves taking small samples from different areas of a rock formation and analyzing the isotopic signatures of these individual samples, permitting

a more precise interpretation of the isotopic composition of a given rock formation (BENITO et al 2005; MELIM et al., 1995).

Isotopic whole-rock analyses were previously employed in a similar isotopic analysis of the same unit (BOSENCE and GALLOIS, 2022), enabling comparisons. The data indicates a similar trend for some stable isotope C and O measurements as seen in another quarry (Perryfield Quarry). Although the block used in this research is from the Bowers Quarry, similar results and a negative upwards trend were confirmed (Figure 82).

Figure 82. Stable isotopes $\delta^{13}\text{C}$ (‰) and $\delta^{18}\text{O}$ VPDB cross-plots.



Font: o autor, 2023.

As the samples used for isotopic analyses were obtained using the whole-rock method, they represent only an average isotopic signature of all the components in each sample. Microbialites are characteristically heterogeneous, and their components are highly diverse (*e.g.*, different types of primary micrites, bioclasts and other particles, plus different types of cement precipitated at different diagenetic stages, see petrographic descriptions in the next section). All these components display different isotopic signatures; therefore, whole-rock isotopic data would only represent their average. Further detailed micro-

sampling would be necessary to clearly differentiate diverse depositional and diagenetic isotopic signatures.

7.1.3.4 Thin section petrography

Thin sections were observed under a microscope, photographed, and described. Four major sedimentary facies were distinguished, following the previous characterization reported by Gallois et al. (2018). The Hard Cap sedimentary facies were classified into three types: wackestone to fine grainstone facies, microbialite facies, and inter-mound facies. The microbialite facies was further divided into Thrombolite and boundstone facies, while the inter-mound facies were composed of intraclastic peloidal packstone-grainstone

Table 5 presents the petrographic characterization of the Hard Cap facies. The descriptions are based on the petrographic study of thin sections and consulting the previous petrographic analysis of Gallois et al. (2018), as well as the literature related to carbonate petrography (DUNHAM, 1962; FOLK, 1959; FOLK, 1962; FOLK, 1974; CHOQUETTE and PRAY, 1970; TUCKER and WRIGHT, 1990; SCHOLLE and SCHOLLE, 2003; FLÜGEL, 2010). The porosity results were obtained from direct pore counts based on grain individualization, resulting in 2D dimensions.

Table 5. Petrographic analysis of thin slices from Hard Cap Purbeck plugs.

Core	Petrographic Texture	Structure, texture, mineralogy and fossils	Porosity	
1	Mudstone	Dense, mottled (and locally micropeloidal) micrite, with scattered peloids and calcite pseudomorphs after gypsum. Locally, chalcedony spherulites replace the micrite.	Total	~16%
			Matrix dissolution	8.00%
			Moldic (MO)	2.00%
			Interparticle (BP)	1.80%
			Fenestral (FE)	4.00%
2	Mudstone-Wackestone	Composed of peloids and carbonate intraclasts within a micritic matrix presenting a dense and clotted texture. Large, elongated pores with rounded sections (moulds of vegetable remains?). Chalcedony spherulites replacing the matrix. Macrocrystalline calcite fills the porosity and replaces the matrix.	Total	~12%
			Moldic (MO)	5.00%
			Matrix dissolution	2.60%
			Interparticle (BP)	2.00%
			Intraparticle (WP)	2.00%

			Total	~7%
3	Peloidal-intraclastic grainstone	Peloids and intraclasts containing local bioclasts (ostracods). Macrocrystalline calcite cement fills interparticle spaces. Intraclasts include chalcedony spherulites replacing the micrite.	Moldic (MO)	3.00%
			Matrix dissolution	1.70%
			Interparticle (BP)	1.00%
			Fracture (FR)	1.00%
			Total	~5%
4	Microbialite and Peloid grainstone	Partially microbialite with dense and clotted micrite microfabrics and partially peloidal and intraclastic grainstone. Macrocrystalline calcite filling porosity. Within the microbialite, one large pore with geopetal infill of peloids, intraclasts and crystalline silt.	Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	1.50%
			Fracture (FR)	1.00%
			Total	~12%
5	Microbialite (thrombolite)	Microbialite irregularly shaped, dense and clotted micritic textures. Abundant chalcedony spherulites replace micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cement.	Moldic (MO)	5.00%
			Interparticle (BP)	4.00%
			Vug (VUG)	2.00%
			Fracture (FR)	1.00%
			Total	~6%
6	Microbialite (thrombolite)	Microbialite with irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace the micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and different types of cement.	Vug (VUG)	3.00%
			Moldic (MO)	2.50%
			Interparticle (BP)	1.00%
			Total	~4%
7	Microbialite (thrombolite)	Microbialite with irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cement.	Interparticle (BP)	2.00%
			Moldic (MO)	1.50%
			Total	~5%
8	Microbialite (thrombolite)	Microbialite with irregularly shaped, dense, and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace the micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cement. Slight differences between the previous (microbialite) samples regarding the amount of spherulites and ostracods and pore type and infill.	Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	1.00%
			Intercrystalline (BC)	1.00%
			Total	11.20%
9	Microbialite (thrombolite)	Microbialite with irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace the micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cement.	Vug (VUG)	5.00%
			Moldic (MO)	2.00%
			Fracture (FR)	2.00%
			Intercrystalline (BC)	1.20%
			Interparticle (BP)	1.00%
10			Total	~8.5%

	Microbialite (thrombolite)	Microbialite with irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace the micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cement. Major occurrence of ostracodes, with gastropods also found.	Intercrystalline (BC)	3.10%
			Moldic (MO)	2.00%
			Vug (VUG)	2.00%
			Interparticle (BP)	1.40%
			Total	6.30%
11	Microbialite and Peloid grainstone	Partially microbialite with dense and clotted micrite microfabrics and partially, peloidal and intraclastic grainstone composed of peloids, carbonate intraclasts and bivalve and gastropod bioclasts. Porosity is reduced by cementation.	Intercrystalline (BC)	2.30%
			Moldic (MO)	2.00%
			Interparticle (BP)	1.50%
			Vug (VUG)	0.50%
			Total	6.50%
12	Peloidal-intraclastic Grainstone	Peloids, intraclasts, and minor bioclasts (ostracods and gastropods). Intraclasts are microbialite fragments. Cementation by macrocrystalline calcite. Porosity partially filled by cement.	Vug (VUG)	2.50%
			Moldic (MO)	2.00%
			Interparticle (BP)	2.00%
			Total	8.50%
13	Peloidal-intraclastic Grainstone	Peloids, intraclasts, and minor bioclasts (ostracods and gastropods). Intraclasts are microbialite fragments. Cementation by macrocrystalline calcite. Porosity partially filled by cement.	Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	2.00%
			Vug (VUG)	3.50%
			Total	10.50%
14	Microbialite and Peloid grainstone	Partially microbialite with dense and clotted micrite microfabrics and partially, peloidal and intraclastic grainstone. Macrocrystalline calcite filling porosity. A laminated sedimentary accretion structure (filament structures within microbialite) is noted.	Moldic (MO)	3.00%
			Vug (VUG)	5.00%
			Interparticle (BP)	2.50%
			Total	9.20%
15	Microbialite and Peloid grainstone	Microbialite with many pores filled by peloidal-intraclastic grainstone and by later cement.	Vug (VUG)	4.00%
			Interparticle (BP)	3.00%
			Moldic (MO)	2.20%
			Total	10.50%
16	Peloidal-intraclastic Grainstone	Peloids, intraclasts and minor bioclasts (ostracods and gastropods). Intraclasts are fragments of microbialites. Barite cement filling locally occluding porosity.	Vug (VUG)	4.00%
			Moldic (MO)	3.50%
			Interparticle (BP)	3.00%
			Total	8.50%
17	Packstone	Bioclasts (ostracods, mostly disarticulated), peloids and intraclasts. Macrocrystalline calcite cement fills porosity.	Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	2.00%
			Vug (VUG)	2.00%
			Intraparticle (WP)	1.50%

Overall, the petrographic microscopy of Hard Cap Mupe Member, and lower Purbeck limestone reveals a complex and dynamic environment with frequent changes in water depth and salinity, shaped by the interplay of sedimentation and biological activity. The Hard Cap sample's main constituents are oolites, formed by physical and chemical accretion around a nucleus. Peloids and pellets are also present, comprising rounded micritic grains of various origins, including fecal matter. Spherulites, particles of spherical or sub-spherical smooth or lobed edges of size typically less than 2 mm (Figure 83 A-B), are also present. Intraclasts are penecontemporaneous fragments of microbiolites, which are partially lithified, eroded, and redeposited as new sediment. Bioclasts, which are the main constituents of the Hard Cap Samples, include all calcareous organisms or fragments of these structures. The matrix is also an important constituent of the and is defined as any carbonate material less than 0.0625 mm, corresponding to silt size. Cement is the infill by new mineral material of some pore space existing in the rock (Figure 83D).

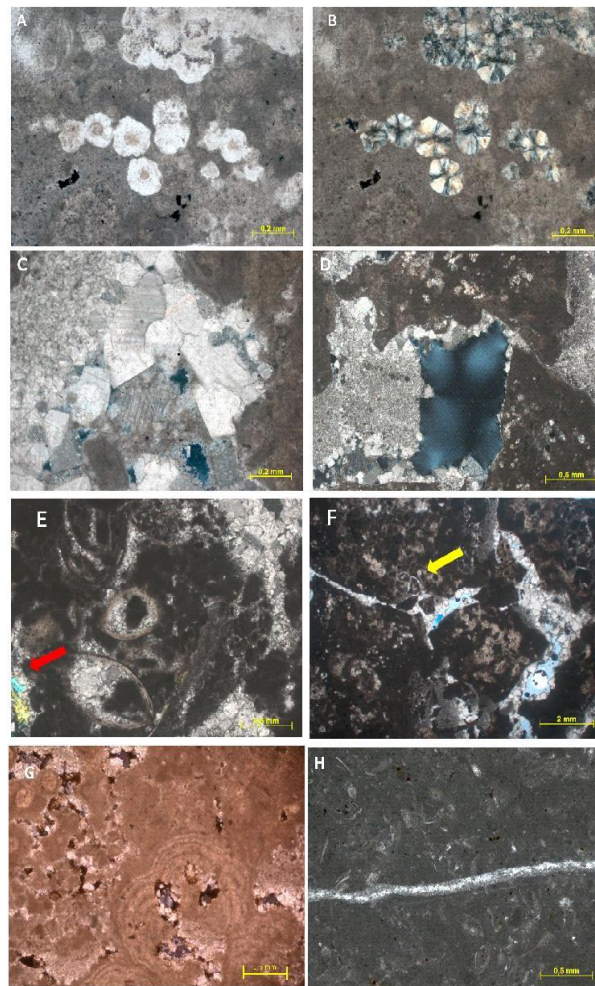
The petrographic thin sections indicate a porosity range of 4% to 16%, which can be attributed to various mechanisms, including primary depositional, secondary dissolution, and fracturing. Primary porosity is present in the form of interparticle, intraparticle, and moldic porosity, resulting from variations in sedimentation and bioturbation during deposition. Secondary porosity can result from diagenetic processes, such as dissolution and leaching of the limestone through the action of groundwaters, which leaves channels and vugs inside the rock. The fractures (Figure 83H) that run through the limestone layer contributed to the enhancement of primary and secondary porosity.

Ostracods (Figure 83E) and gastropods (Figure 83F) are also observed in the petrographic microscopy analysis. These organisms played an important role in the Hard Cap. Ostracod palaeoecology has also been used to reconstruct the environmental conditions of the Purbeck Limestone Group (Horne 2009). Studies have verified that ostracods in the Purbeck Limestone Group were adapted to a wide range of environmental conditions, including salinity, temperature, and oxygen availability (MILNER and BATTEN, 2002). This suggests that the Purbeck Limestone Group was a highly dynamic environment, with frequent water depth and salinity changes.

Sample number 10 contains a significant occurrence of ostracodes and gastropods. By analyzing the distribution of ostracod assemblages in the Purbeck Group, paleontologists (HOLMES, 2003; HORNE et al., 2002; HORNE, 2009) have inferred that the lake was shallow, warm, and restricted, with fluctuating salinity and oxygen levels due to periodic evaporation and a freshwater influx.

Calcite and silica cement (Figure 83C) and replacement are quite common. Recent studies have investigated the relationship between different cement types and their impact on the porous characteristics of Hard Cap, Mupe Member Purbeck limestone. For example, a study conducted by Bosence and Gallois (2022) found that the presence of cement can reduce porosity. Understanding the impact of different types of cement on the porosity of limestone is essential for predicting the behavior of geological formations. Calcite is the most common cement type found in this petrographic analysis of thin slices from Hard Cap Purbeck plugs, and is formed through the precipitation of calcium carbonate. Figure 83D illustrates geopetal sediment, and Figure 83E shows later barite crystals (red arrow) infilling framework pores.

Figure 83. (A) Chalcedony spherulites replacing the thrombolite framework; (B) Similar view as in (A) but in cross-polarized light (XPL) illustrating radial extinction cross under polarized light – Plug 4; (C) pores within and around the microbialite filled by different types of cement; (D) macropore between spherulitic mesoclots partially occluded with geopetal fills in cross-polarized light (XPL) – Plug 6; (E) Peloids, intraclasts and minor bioclasts (ostracodes), barite cement filling locally occluding porosity (red arrow) - Plug 16; (F) Bioclasts (ostracods and gastropods) in cross-polarized light (XPL) – Plug 10; (G) laminated sedimentary accretion structure (filament structures within microbialite) - Plug 14; (H) Bioclasts (ostracods, mostly disarticulated), peloids and intraclasts. Calcite cement fills a fracture in Plug 17- Packstone.



Font: o autor, 2023.

The formation of the thrombolites present the Hard Cap, Mupe Member Lowe Purbeck Limestone is believed to have taken place in several phases. The first phase involved the colonization of the lake floor by cyanobacteria, which began to form small, spherical

thrombolites. Over time, these thrombolites grew in size and complexity, eventually forming columnar structures that are present in the limestone today. A second phase of thrombolite formation occurred when the lake level rose, leading to the previously formed thrombolites being covered by sediment. As the sediment settled, it trapped pockets of lake water, allowing for the continued growth and development of the thrombolites. Finally, a third phase of thrombolite formation occurred when the lake level fell, exposing the previously buried thrombolites to the air. This exposure caused the thrombolites to dry out and become cemented together, forming the massive thrombolitic layers characteristic of the Hard Cap, Mupe Member Lowe Purbeck Limestone.

7.1.3.5 X-Ray microtomography (microCT)

The microCT data were recorded as object projections at different angles on a flat detector, obtaining radiographs. These radiographs then underwent a reconstruction process to generate two-dimensional tomograms (slices), which, when stacked, generate a three-dimensional image of the imaged object. The possibility of non-destructive three-dimensional visualization of the interior of rocks and automated quantitative analyses in hundreds of microtomographic sections and the volume are the main contributions X-ray microtomography provides to petrographic and microstructural studies.

Table 6 summarizes the quantitative microtomography results, listing total porosity values obtained directly through microCT. Plugs presenting porosity over 3.00% were considered for permeability measurements, except for Plug 17, which was used as a reference to indicate that permeability in samples presenting less than 3% porosity is insignificant.

Table 6. Summary of the permeability and porosity variation values determined by the microCT analyses in the studied plugs.

Plug	Total Volume (cm ³)	Pore volume (cm ³)	Total Porosity (%)	Permeability (mD)
1	17.384	0.683	3.95	2.15
2	8.605	0.634	7.37	84.50
3	8.706	0.123	1.41	--
4	10.763	0.218	2.03	--

5	10.850	0.641	5.91	202.96
6	12.183	1.122	9.21	2011.63
7	14.979	0.187	1.25	--
8	11.966	0.896	7.49	2130.27
9	20.006	2.050	10.25	2336.50
10	26.742	0.544	2.03	--
11	17.760	0.155	0.87	--
12	20.005	0.749	3.74	663.91
13	18.340	0.829	4.52	467.12
14	19.499	0.141	0.72	--
15	4.795	0.004	0.07	--
16	17.695	0.018	0.1	--
17	21.165	0.003	0.02	--

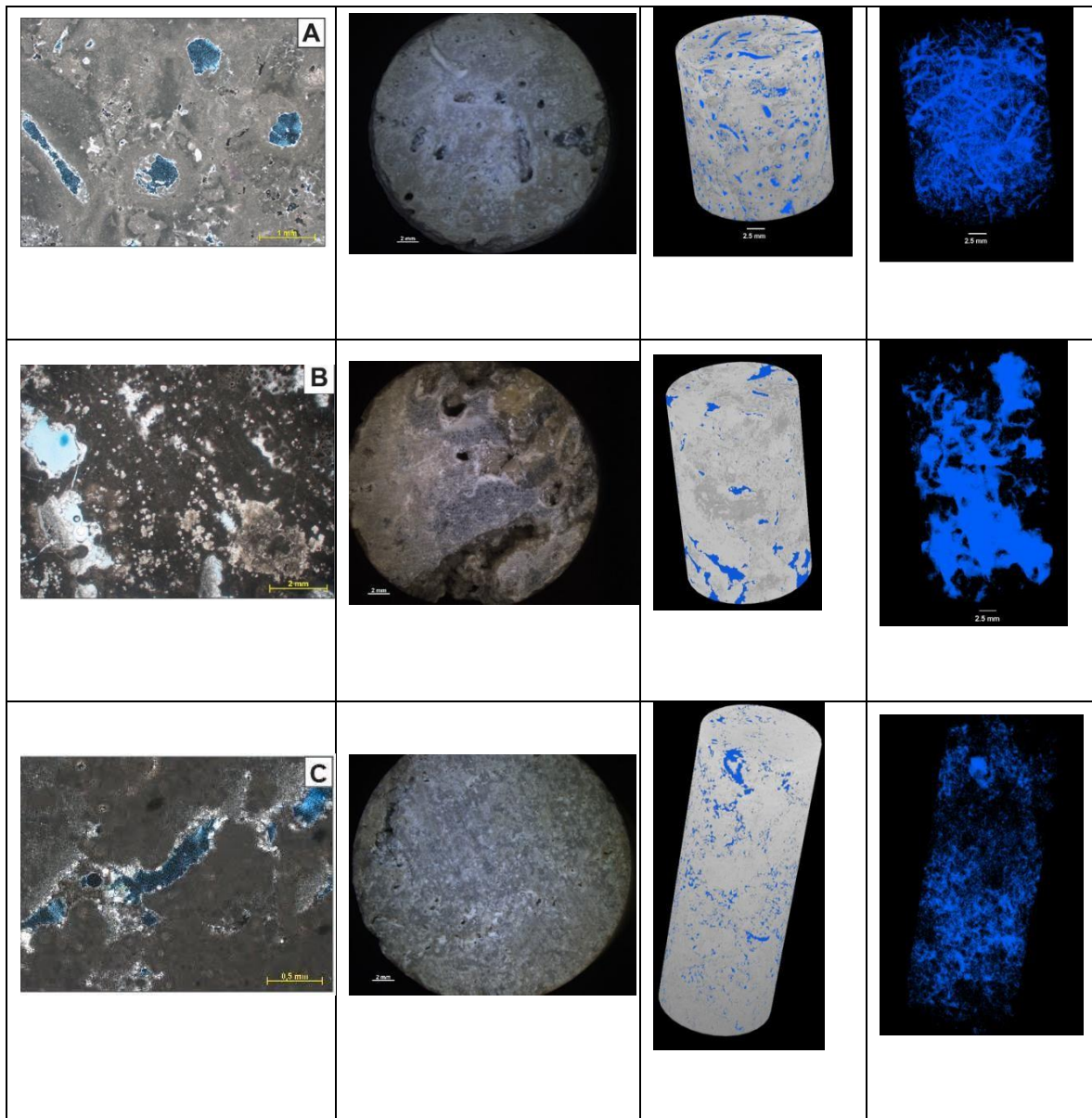
The x-ray microtomography analysis of thrombolites from the Hard Cap has provided insights into the internal structure and composition of these structures. The presence of voids and channels within the thrombolites suggests that microbial degradation plays an important role in porosity formation. The x-ray microtomography analysis revealed a complex microstructure consisting a variety of micro-features, such as pore networks, fractures, and equant grains with different mineral compositions.

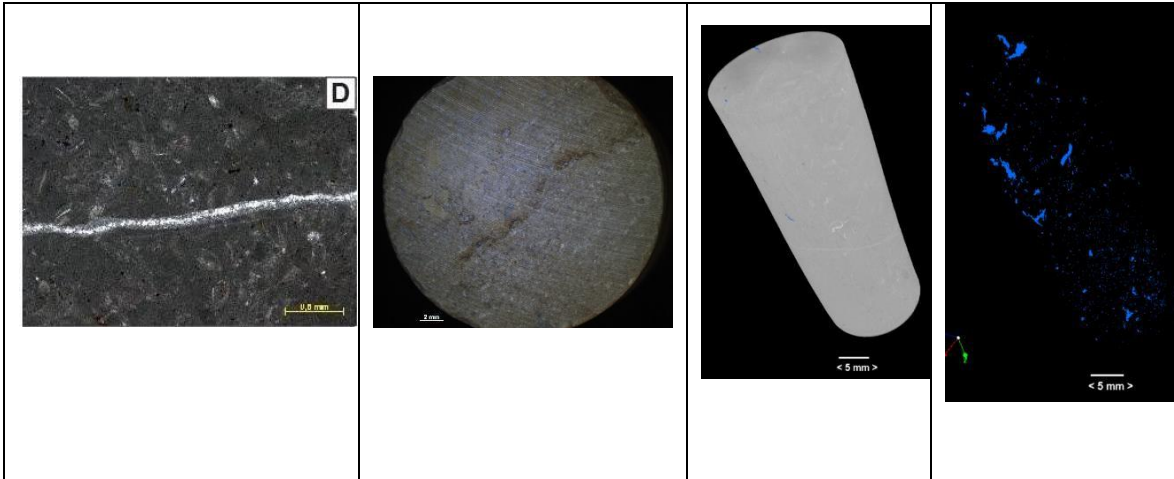
The high-resolution microtomography image analysis of 3D volumes for the visualization of the three-dimensional distribution of pores, fractures, and mineralization within selected samples and facies. Their distribution is linked to facies features.

Four facies' types (A -wackestone to fine grainstone facies, B -microbialite facies, divided into Thrombolite and boundstone facies, C - inter-mound facies composed of intraclastic peloidal packstone-grainstone, and D -Packstone) were defined (Figure 84) based in the integration of petrographic textural aspects (Table 5) with petrophysical data.

Figure 85 combines different scales of analysis, providing a comprehensive understanding of the Hard Cap samples. These included traditional macroscopic observations from the outcrop block and plugs and a microscopic petrographic examination of thin sections. From left to right: column 1 shows microscopic level petrography (optical microscopy), column 2 shows macroscopic observations from outcrop plugs; columns 3-4 show X-ray microtomography to examine the pore structure.

Figura 84. Multi-scale characterization from left to right: column1 -the microscopic level petrography (optical microscopy), column2 - macroscopic observations from outcrop plugs; column3-4 x-ray microtomography to examine the pore structure. A -wackestone to fine grainstone facies, B -microbialite facies, divided into Thrombolite and boundstone facies, C - inter-mound facies composed of intraclastic peloidal packstone-grainstone and D -Packstone





Font: o autor, 2023.

The pore network was verified as complex, with various pore sizes and shapes. Additionally, the connectivity of the pore network was found to vary across the formation, with some areas exhibiting high connectivity while others had low connectivity.

The facies Mudstone-Wackestone (A) have many small pores with low connectivity. The microbial facies (B) exhibit generally low primary porosity. On the other hand, calcite precipitation and its resistance to compaction influence porosity, preserving the native pore system during the burial history. In the intraclastic peloidal facies (C), the pore network was dominated by small pores with medium connectivity, which could limit the potential flow due to different types of cement. In the packstone facies (D), secondary mineralization and cement play an important role in controlling the rock's porosity. Small and isolated pores with low connectivity dominate the pore network.

The x-ray microtomography images were used to perform numerical simulations of fluid flow through the samples, allowing for the direct measurement of permeability. However, due to the complex pore structures of most reservoir rocks, the accuracy of X-Ray microtomography-based permeability measurements can vary depending on the choice of the simulation method.

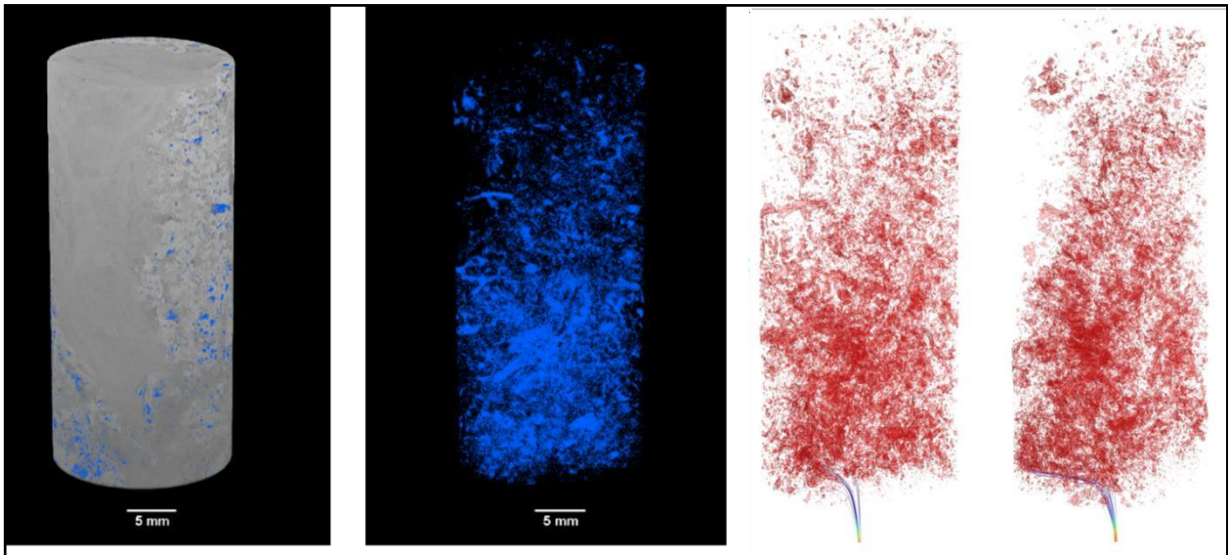
One approach to address this issue is using the flow line representative, which was introduced by Armstrong et al. (2006). This method involves tracing a large number of randomly placed streamlines through the X-ray micro-CT image and calculating the average velocity along each streamline. From this, the permeability can be calculated using Darcy's

law. The advantage of this approach is that it considers the heterogeneity of the pore structure and provides a more representative measurement of permeability.

Several studies have utilized the fluid flow simulation representative method for X-ray micro-CT -based permeability analyses. For example, Zambrano et al. (2018) investigated the impact of pore scale heterogeneity on permeability using X-ray micro-CT and found that the fluid flow simulation representative method provided more accurate measurements than traditional simulation methods. Similarly, Menke et al. (2020) performed X-ray micro-CT -based permeability analyses of shale samples and found that the flow line representative method provided more accurate measurements than other simulation methods.

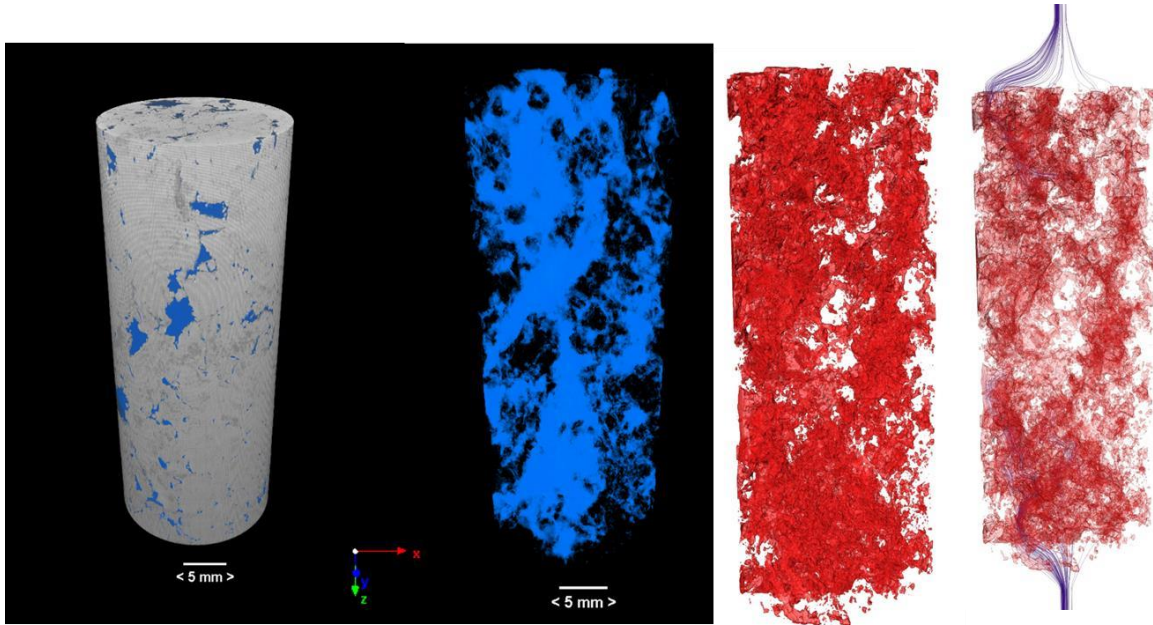
The 3D models of the analyzed volume depicted in Figures 85, 86, 87, and 88 highlight the porosity present in the pore space in blue. In contrast, for permeability, the pore space is represented in red, while the flow lines in blue depict the flow simulation for permeability calculation.

Figura 85. On the left, the 3D structure of the rock pore arrangement of Plug 1 (Mudstone) is in blue; on the right, the 3-D representation of porosity (in red) is generated by a microCT scan, with flow lines represented in blue.



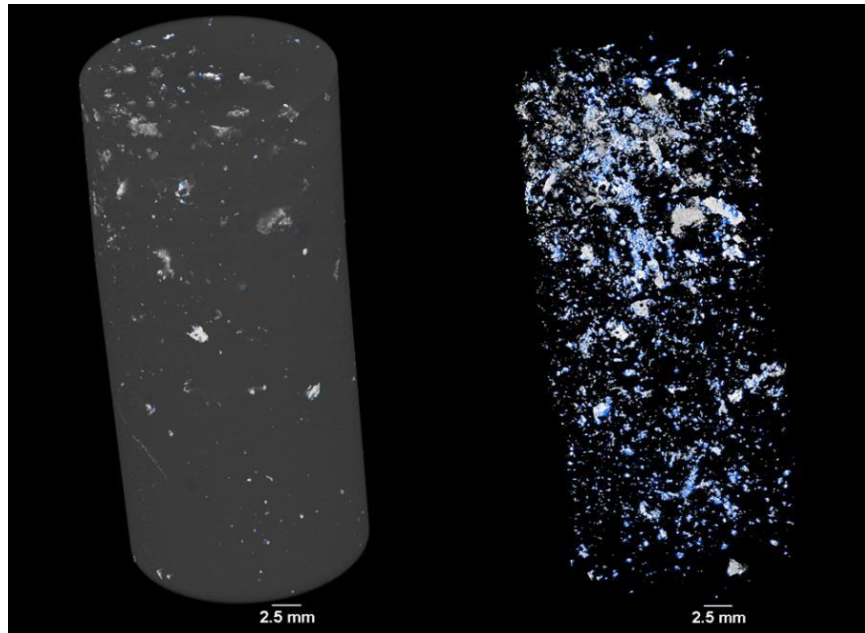
Font: o autor, 2023.

Figura 86. On the left, the 3D structure of the rock pore arrangement of Plug 9 Microbialite (thrombolite) in blue and on the right, the 3-D representation of porosity (in red) generated by a microCT scan, with flow lines represented in blue.



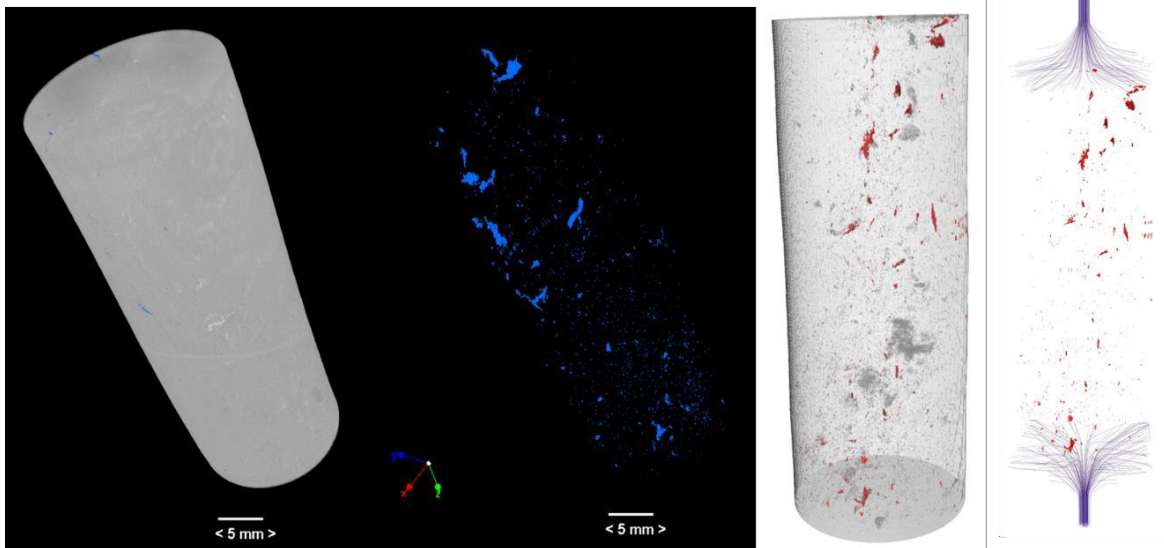
Font: o autor, 2023.

Figura 87. The 3D structure of the rock pore arrangement of Plug 16 Peloidal-intraclasts Grainstone), in blue). Local filling by a high-density material, occluding porosity. The integration of the microCT and petrographic data indicates barite.



Font: o autor, 2023.

Figura 88. 3D analysis of sample 17's (Packstone) tomography images. The rock pore arrangement is highlighted in blue. The right-hand image depicts a 3-D representation of porosity generated and determined by a microCT scan, with permeability indicated in red, where macrocrystalline calcite cement fills any porosity. No pore connection/permeability is observed.



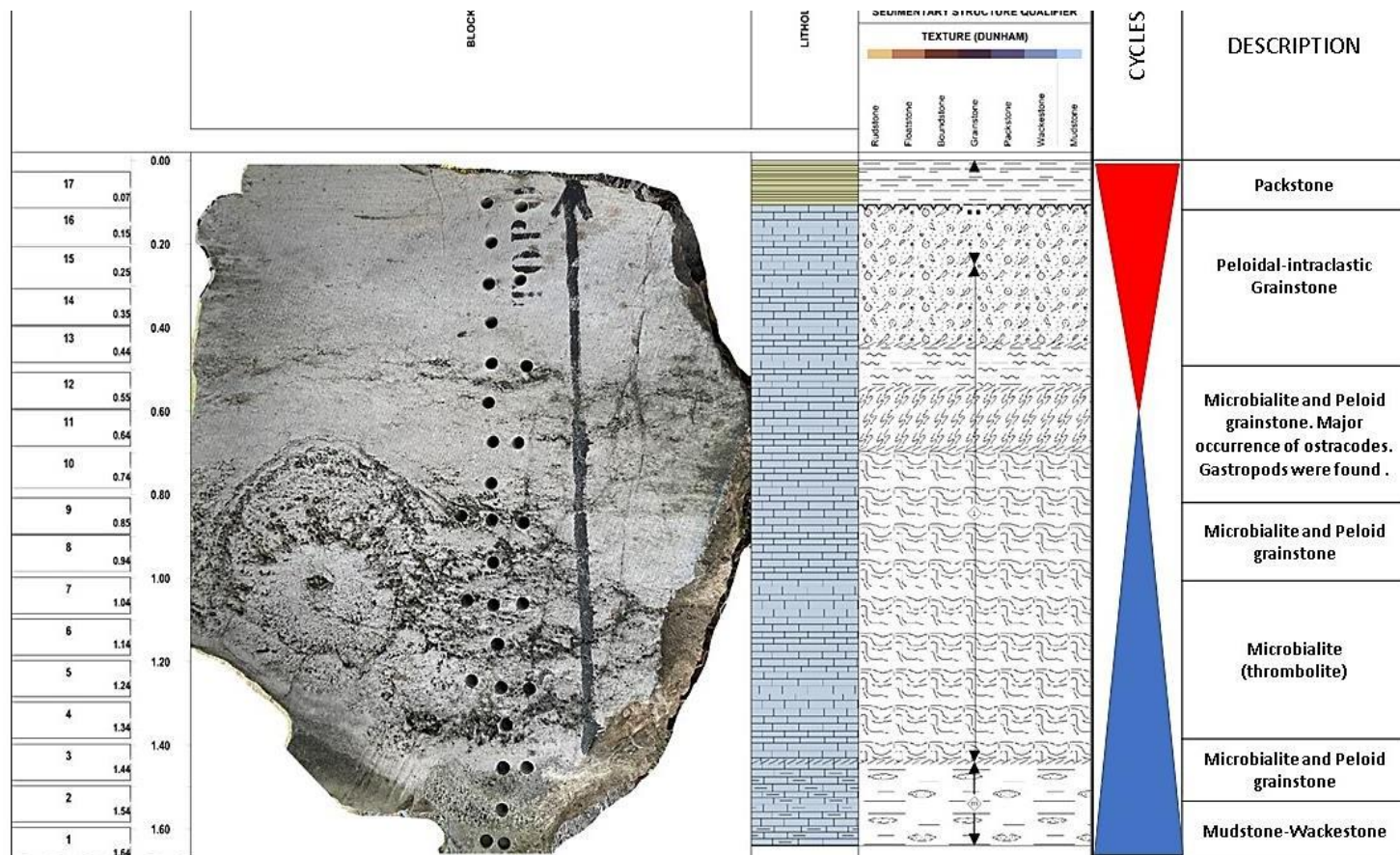
Font: o autor, 2023.

Overall, x-ray microtomography was proven a valuable tool for characterizing the Hard Cap, Mupe Member, and Lower Purbeck Group. By providing high-resolution 3D imaging of the internal structure of these formations, x-ray microtomography can provide critical information for assessing their potential for hydrocarbon accumulation.

Rodrigues (2005) documented changes in the stable carbon and oxygen isotope values in the Aptian of the Campos Basin, where the noted enrichment in the $\delta^{18}\text{O}$ content indicated an increase in system evaporation. Bosence and Gallois (2022) provide additional evidence of lake water chemistry, showing that these trends are similar to those described for carbonates, albeit marine, below current Caribbean exposure surfaces. These modern examples indicate a 2 to 4 ‰ decrease at $\delta^{13}\text{C}$ values and an increase of about 1 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$ values a few meters above the ground. The negative $\delta^{13}\text{C}$ values are interpreted as due to ^{12}C soil gas enrichment and the more positive $\delta^{18}\text{O}$ values are due to preferential ^{16}O evaporation into the soil. The similarity between these trends and those below the Purbeck karst surfaces and soil horizons is, therefore, considered to reflect early vadose diagenesis.

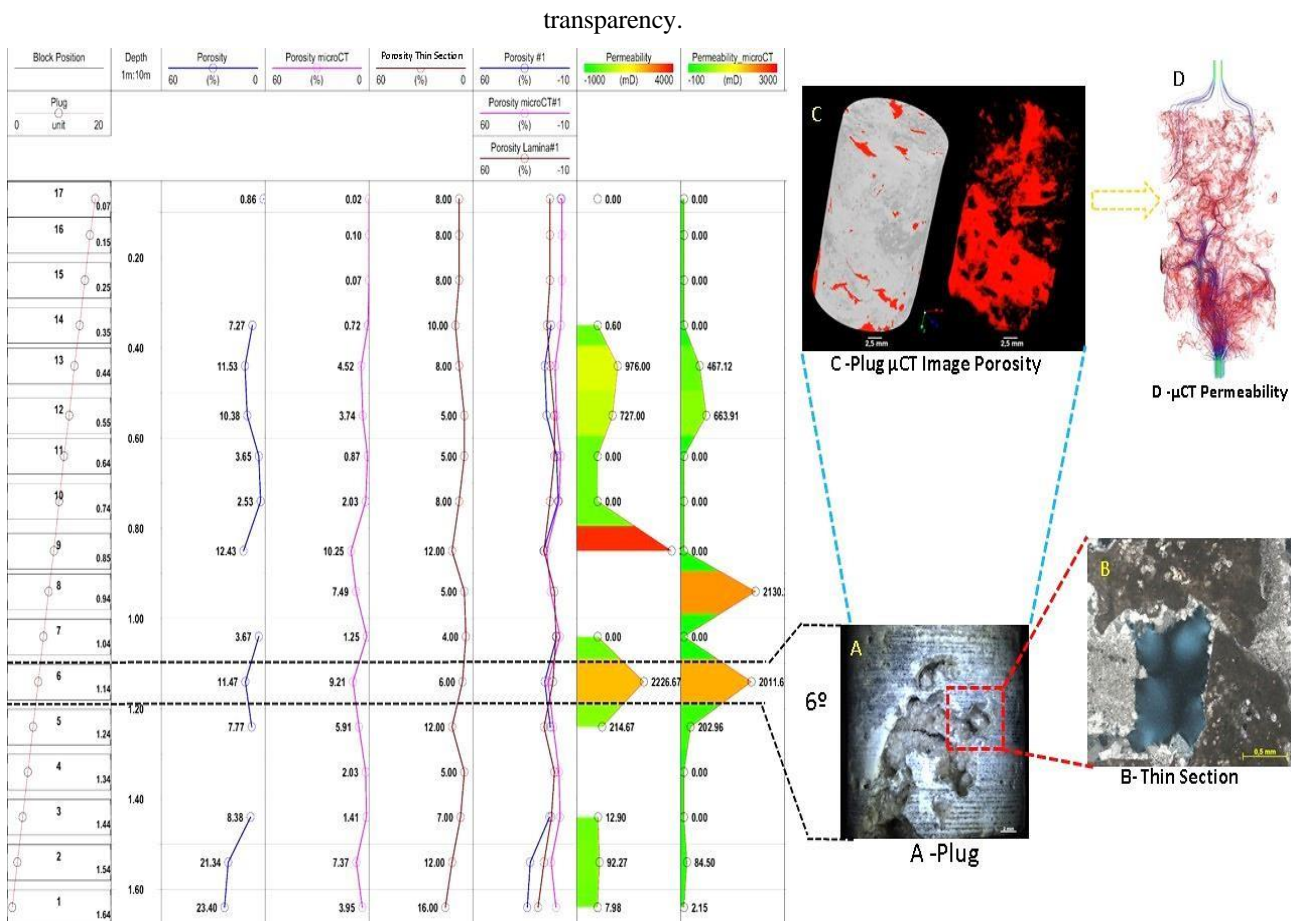
The integration of microtomography, petrographic, geochemistry, and petrophysics data from the Purbeck samples supports not only the identification of alterations in facies interpretation but also verifies that almost all measurements are consistent with their described lithologies. This enables inferences regarding the depositional conditions that affected the carbonate facies variations and in the recognition of the depositional cycle depicted in Figure 89.

Figure 89. Generalized log of the Hard Cap Block. Integrating microtomography, petrographic, geochemistry and petrophysics data, it is recognized the depositional cycle, detecting temporal transgressive-regressive and oxidant-reducing conditions.



Font: o autor, 2023.

Figure 90. The integration log for porosity and permeability from microtomography, petrophysics and petrograph thin section analyses provides a multi-resolution and multi-scale methodology. (a) 3D structure of the solid matrix of plug 6; (b) thin section macropore between spherulitic mesoclots partially occluded with geopetal fills in cross-polarized light (XPL); (c) 3D structure of the rock pore arrangement with the solid matrix of plug 6 and pore arrangement comparison; (d) pore disposition in sample 6 with a 3-D representation of the porosity generated by the image analysis of a microCT scan, where flow lines in blue represent permeability at 50% transparency.



Font: o autor, 2023.

The porosity results obtained from thin section descriptions were integrated with laboratory petrophysics analyses, including porosimeter and microCT data. It is important to note that thin-section porosity estimates are based on direct pore counting and are limited to 2D dimensions. The log depicted in Figure 16 summarizes the quantitative results obtained.

Furthermore, the microCT image results were consistent with the thin-section classifications of rock texture quality. The discrepancy between porosity values can be explained by the fact that the porosity obtained by microCT consists of total porosity, which is

limited by the effective pixel size used during data acquisition. This, in turn, is associated with the sample size being investigated. Thus, pores smaller than the employed spatial resolution were not accounted for. At this point, it is important to clarify that effective pixel size is determined by the object's magnification, enabling the recognizability of the detail detectability in the image. However, the spatial resolution of the image, in addition to effective pixel size, also depends on the microCT system, penumbra blurring due to the focal spot size, X-ray source, scan conditions, and reconstruction (SINGHAL et al., 2013; RUECKEL et al., 2014).

Notably, the thin sections were evaluated in two dimensions, while the microCT - analyzed samples were assessed in 3D. Additionally, the porosity data obtained from the porosimeter are based on Boyle's Law. During the process, nitrogen gas is released by the cylinder filling the line and the internal chamber of the equipment, and the gas pressure decline is proportional to the porous volume (V_p).

The aspect ratios of the porosity distribution from the three techniques show the same trend. These properties are affected by the diagenesis stage, which directly affects pore shape and density. The Hard Cap porosity may be either primary, generated during Microbial formation or at the end of sediment deposition, or secondary, originated by any process after rock formation or sediment deposition, such as dissolution and tectonic processes. The different types of cement and stages fill the pores, affecting permeability.

The results of this study revealed a variety of microstructural features, including pore networks, fractures, and equant grains. The thrombolite facies were formed in shallow-water environments, characterized by warm temperatures, high evaporation rates, and low oxygen concentrations, which provided favorable conditions for microbial growth and mineral precipitation. The laboratory experiments demonstrated that the permeability and porosity of the sedimentary layers are influenced by the depositional environment, structure, and composition of the rocks, and diagenetic processes.

7.1.4 Conclusion

Combining different scales of analysis, a comprehensive understanding of the Hard Cap was obtained, where sedimentary cycles presenting centimetric thickness could be recognized, detecting transgressive-regressive and oxidant-reducing conditions.

The study concluded that bioturbation and dissolution are the primary factors contributing to porosity in the Hard Cap. The activity of organisms like ostracods and gastropods mixed sediment and created pore spaces, leading to increased porosity. Additionally, the dissolution of carbonate minerals also contributed to the development of porosity, with greater dissolution occurring during periods of increased groundwater flow.

Stable isotope analysis suggested that the dissolution in the Hard Cap was likely caused by acidic groundwater, which dissolved the carbonate minerals in the limestone. The isotopic analysis using the whole-rock method showed a similar negative upwards trend in previous studies. However, detailed micro-sampling would be necessary to distinguish between various depositional and diagenetic isotopic signatures.

The cementation process was identified as the primary cause of the Hard Cap's low porosity and permeability. The analysis also revealed that the hard cap was deposited in a shallow environment with alternating periods of subaerial exposure and inundation.

The paleo controls on porosity development in the Hard Cap were found to be largely related to changes in lake level and climate. During periods of high lake level, the Hard Cap was submerged and subject to increased sedimentation, leading to reduced porosity development. In contrast, during periods of low lake level, the Hard Cap was exposed to increased groundwater flow, which promoted dissolution and porosity development.

X-ray microtomography was proven a valuable tool for characterizing the Hard Cap, Mupe Member, and Lower Purbeck Group. By providing high-resolution 3D imaging of the internal structure of these formations, x-ray microtomography can provide critical information for assessing their potential for hydrocarbon accumulation. The estimated petrophysics matched the dominant Hard Cap rock textures identified by microCT, establishing the relationship between physical laboratory data and pore-scale imaging analyses towards a more holistic understanding of reservoir quality. Thin-section petrographic analyses and laboratory methods provide quality control for relative microCT permeability.

Due to the high costs of taking core samples and the lack of available Brazilian pre-salt rock samples, the integrated assessment presented herein offers an excellent opportunity to understand petrophysical responses and their relationship with different facies in order to more accurately evaluate and characterize carbonates from a porosity distribution perspective.

Overall, this study provides important insights into the porosity and permeability in the Hard Cap of the Mupe Member and the controls that influenced its development. The findings

of this study and the applied methodologies may be useful in the exploration and development of hydrocarbon reservoirs located in similar geological settings.

7.1.5 Acknowledgments

Special thanks are due to Drs. Pablo Suarez-Gonzalez and M. Isabel Benito from the Complutense University of Madrid (Spain), for their help in the description and interpretation of petrographic and geochemical data. We also would like to thank Dr. Arnaud Gallois (Royal Holloway University of London) and Dr. Peter Burgess (University of Liverpool, UK) for their guidance and discussions during the field trip in south Dorset. We would also like to thank Bernard Vining and Professor Dan Bosence (Royal Holloway University of London) for all the guidance and support. The authors also thank Baker Hughes of Brazil for donating the blocks used in this research to the State University of Rio de Janeiro (UERJ). We would like to thank the National Observatory Petrophysics Laboratory (LabPetrON) team for performing the routine petrophysics analyses, the UERJ Chemostratigraphy and Organic Geochemistry Laboratory (LGQM-UERJ) team for conducting the geochemistry isotopic analyses, and the Federal University of Rio de Janeiro Nuclear Instrumentation laboratory (UFRJ/ COPPE/ Nuclear Engineering Program) team for carrying out the microCT imaging.

7.1.6 Declaration Of Competing Interest

The authors are unaware of any conflict of interest regarding this work. The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability: The data supporting this work are available in tables and as supplementary materials.

Ethical Approval: the authors followed the ethical standards

Consent to Participate: authors have consent to participate

Consent to Publish: authors have consent to publish

This research has been done in collaboration with researchers at Royal Holloway University of London and University of Liverpool.

7.1.7 References

AHR, W. M. **Geology of carbonate reservoirs: the identification, description and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks**. New Jersey: John Wiley & Sons, 2008.

ANDERSON, F. W. The Jurassic-Cretaceous transition: the non-marine ostracod faunas. Em: **The boreal lower cretaceous**. Seel house Press, p.101-110, 1973.

ANDERSON, F. W.; BAZLEY, R. A. B. The Purbeck Beds of the Weald (England). **Bulletin of the Geological Survey of Great Britain**, n. 34, p. 1-173, 1971.

ARMSTRONG, R. T.; MCCLURE, J. E.; VOGLER, D. R. Measurement of rock permeability using X-ray microtomography. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 24, p. L24405, 2006.

BATTEN D. J. Palaeoenvironmental setting of the Purbeck Limestone Group. **Special Papers in Palaeontology**, v. 68, p. 13–20, 2002.

BENITO, M. I.; LOHMANN, K. C.; MAS, R. Late Jurassic Paleogeography and Paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: Constraints from Diagenetic Records in Reefal and Continental Carbonates. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, n. 1, p. 82–96, 2005.

BOOMER, I.; HORNE, D. J.; SLIPPER, I. J. The Use of Ostracods in Palaeoenvironmental Studies, or What can you do with an Ostracod Shell? **The Paleontological Society Papers**, v. 9, p. 153–180, 2003.

BOSENCE, D. W. J. Portland and Purbeck formations of the isle of Portland. Em: **4th symposium on fossil algae. Excursions Guide, Cardiff**. 1987.

BOSENCE, D.; GALLOIS, A. How do thrombolites form? Multiphase construction of lacustrine microbialites, Purbeck Limestone Group, (Jurassic), Dorset, UK. **Sedimentology**, v. 69, n. 2, p. 914–953, 2022.

BUTLER, M. The geological history of the southern Wessex Basin — a review of new information from oil exploration. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 133, n. 1, p. 67–86, 1998.

CAPEZZUOLI, E. et al. Non-marine carbonate: Wherefore art thou? **The Depositional Record**, v. 8, n. 1, p. 4–8, 2022.

CAPEZZUOLI, E.; SWENNEN, R. Non-marine carbonates: A multidisciplinary approach. **Quaternary International**, Non-marine Carbonates: A Multidisciplinary Approach. v. 437, p. 1–3, 2017.

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

CLEMENTS, R. G. Type section of the Purbeck Limestone Group, Durlston Bay, Swanage, Dorset. **Proceedings of the Dorset Natural History and Archaeological Society**, v. 114, p. 181-206, 1993.

COPE, J. C. W.; INGHAM, J. K.; RAWSON, P. F. Atlas of Paleogeography and Lithofacies. **Geological Magazine**, v. 137, n. 4, p. 463-479, 1999.

CORAM, R. A.; RADLEY, J. D. Revisiting climate change and palaeoenvironments in the Purbeck Limestone Group (Tithonian – Berriasian) of Durlston Bay, southern UK. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 132, n. 3, p. 392–404, 2021.

DAVIES, S. J.; ELLIOTT, T. Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 104, n. 1, p. 25–35, 1996.

DEMBICKI, H. **Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production**. Amsterdam: Elsevier, 2017.

DUNHAM, R. J. **Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Textures**. v. 38, p. 108–121, 1962.

DYPVIK, H.; ERIKSENF, D. Ø. Natural Radioactivity of Clastic Sediments and the Contributions of U, Th and K. **Journal of Petroleum Geology**, v. 5, n. 4, p. 409–416, 1983.

EBERLI, G. P. et al. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. **The Leading Edge**, v. 22, n. 7, p. 654–660, 2003.

EHRENBERG, S.N.; SVÄNÅ, T. A. Use of Spectral Gamma-Ray Signature to Interpret Stratigraphic Surfaces in Carbonate Strata: An Example from the Finnmark Carbonate Platform (Carboniferous-Permian), Barents Sea. **AAPG Bulletin**, v. 85, n. 2, p. 295–308, 2001.

FERTL, W. H.; RIEKE, H. H., III. Gamma Ray Spectral Evaluation Techniques Identify Fractured Shale Reservoirs and Source-Rock Characteristics. **Journal of Petroleum Technology**, v. 32, n. 11, p. 2053–2062, 1980.

FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application**. Berlin, Heidelberg: Springer, 2010.

FOLK, R. L. Practical Petrographic Classification of Limestones. **AAPG Bulletin**, v. 43, n. 1, p. 1–38, 1959.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. Em: **Classification of carbonate Rocks-A Symposium**. AAPG Memoir v.1, p. 62-84, 1962.

FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill Publishing Company, 1974.

FRANCIS, J. E. The seasonal environment of the Purbeck (Upper Jurassic) fossil forests. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 48, n. 2, p. 285–307, 1984.

FRANCIS, J. **The fossil forests of the basal Purbeck formation (Upper Jurassic) of Dorset, Southern England. Palaeobotanical and palaeoenvironmental investigations.** phd—University of Southampton, 1982.

GALLOIS, A. Late Jurassic lacustrine carbonates; a multi-scale analysis of the Mupe Member (Purbeck Limestone Group) of the Wessex Basin, U.K. 2016.

GALLOIS, A.; BOSENCE, D. **Syn-rift lacustrine carbonates; cycles, microbial mounds, and brackish to hypersaline facies models; Purbeck Group, Wessex Basin, UK. Analogues for south Atlantic pre-salt carbonates?** Conference on African E&P, 31st august- 1st September 2017, 2017.

GALLOIS, A.; BOSENCE, D.; BURGESS, P. M. Brackish to hypersaline facies in lacustrine carbonates: Purbeck Limestone Group, Upper Jurassic–Lower Cretaceous, Wessex Basin, Dorset, UK. **Facies**, v. 64, n. 2, p. 12, 2018.

HASSAN, M.; HOSSIN, A.; COMBAZ, A. Fundamentals of The Differential Gamma Ray Log - Interpretation Technique. **SPWLA 17th Annual Logging Symposium.** Colorado: OnePetro, 1976.

HAWKES, P. W.; FRASER, A. J.; EINCHCOMB, C. C. G. The tectono-stratigraphic development and exploration history of the Weald and Wessex basins, Southern England, UK. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 133, n. 1, p. 39–65, 1998.

HOLMES, J. A. Future Trends and Goals in Ostracode Research. **The Paleontological Society Papers**, v. 9, p. 275–290, 2003.

HORNE, D. J. Purbeck–Wealden. Em: WHITTAKER, J. E.; HART, M. B. (Eds.). **Ostracods in British Stratigraphy.** Geological Society of London, v. 3, 2009.

HORNE, D. J.; COHEN, A.; MARTENS, K. Taxonomy, Morphology and Biology of Quaternary and Living Ostracoda. Em: **The Ostracoda: Applications in Quaternary Research.** American Geophysical Union (AGU), p. 5–36, 2002.

JONES, B.; RENAUT, R. W. Noncrystallographic calcite dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya. **Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes**, v. 65, n. 1, 1995.

KENNARD, J. M.; JAMES, N. P. Thrombolites and Stromatolites: Two Distinct Types of Microbial Structures. **PALAIOS**, v. 1, n. 5, p. 492–503, 1986.

KIRKHAM, A.; TUCKER, M. E. Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): Context, fabrics and origins. **Sedimentary Geology**, v. 374, p. 69–84, 2018.

KLAJA, J.; DUDEK, L. Geological interpretation of spectral gamma ray (SGR) logging in selected boreholes. **Nafta-Gaz**, v. 72, n. 1, 2016.

LAKE, S. D. **The structure and evolution of the Wessex Basin.** Ph.D. Durham University, 1985.

- LIU, L.; DONG, Z.; CAO, H. Imaging the internal microstructure of thrombolites using micro-CT scanning. **Journal of Paleontology**, v. 91, n. 4, p. 774-785, 2017.
- LUCIA, F. J. **Carbonate Reservoir Characterization**. Berlin, Heidelberg: Springer, 1999.
- LUCZAJ, J. A. Regional and Stratigraphic Distribution of Uranium in The Lower Permian Chase Group Carbonates of Southwest Kansas. **The Log Analyst**, v. 39, n. 04, 1998.
- MCCREA, J. M. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. **The Journal of Chemical Physics**, v. 18, n. 6, p. 849–857, 1950.
- MELIM, L. A.; SWART, P. K.; MALIVA, R. G. Meteoric-like fabrics forming in marine waters: Implications for the use of petrography to identify diagenetic environments. **Geology**, v. 23, n. 8, p. 755–758, 1995.
- MENKE, H. P.; MAES, J.; GEIGER, S. Upscaling the porosity–permeability relationship of a microporous carbonate for Darcy-scale flow with machine learning. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 2625, 2021.
- MILNER, A. R.; BATTEN, D. J. Life and Environments in Purbeck Times. **Special Papers in Palaeontology**, v. 68, p. 1-268, 2002.
- MUNIZ, M. C.; BOSENCE, D. W. J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 418, n. 1, p. 221–242, 2015.
- NORTH, C. P.; BOERING, M. Spectral Gamma-Ray Logging for Facies Discrimination in Mixed Fluvial-Eolian Successions: A Cautionary Tale. **AAPG Bulletin**, v. 83, n. 1, p. 155-169, 1999.
- PERRY, C. T. Freshwater tufa stromatolites in the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic), Isle of Portland, Dorset. **Geological Journal**, v. 29, n. 2, p. 119–135, 1994.
- PUGH, M. E. Algae from the Lower Purbeck limestones of Dorset. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 79, n. 4, p. 513-IN8, 1968.
- RODRIGUES, R. Chemostratigraphy. Em: KOUTSOUKOS, E. A. M. (Ed.). **Applied Stratigraphy**. Topics in Geobiology. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 165–178, 2005.
- RUECKEL, J. et al. Spatial resolution characterization of a X-ray microCT system. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 94, p. 230–234, 2014.
- SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. **A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis**, AAPG Memoir 77. AAPG, 2003.
- SERRA, O. (ED.). 7. Natural Gamma-Ray Spectrometry. Em: **Developments in Petroleum Science**. Fundamentals of Well-Log Interpretation. Elsevier, v. 15p. 113–134, 1984.

SINGHAL, A.; GRANDE, J. C.; ZHOU, Y. Micro/Nano-CT for Visualization of Internal Structures. **Microscopy Today**, v. 21, n. 2, p. 16–22, 2013.

TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. **Carbonate sedimentology**. Massachusetts: Blackwell Scientific publications, p. 252, 1990.

UNDERHILL, J. R. Evidence for structural controls on the deposition of the late Jurassic-early Cretaceous Purbeck Limestone Group, Dorset, southern England. Em: MILNER, A. R.; BATTEN, D. J. (Eds.). **Life and Environments in Purbeck Times**. Special papers in palaeontology. London: Palaeontological Association. p. 21–40, 2002.

UNDERHILL, J. R.; STONELEY, R. Introduction to the development, evolution and petroleum geology of the Wessex Basin. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 133, n. 1, p. 1–18, 1998.

WEBSTER, T. IV. Observations on the Purbeck and Portland Beds. **Transactions of the Geological Society of London**, v. 2, n. 1, p. 37–44, 1826.

WEST, I. M. Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic) of Dorset. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 86, n. 2, p. 205–225, 1975.

WEST, I. M. Purbeck formation—facies and palaeoenvironments. 2013. Available at: <http://www.southampton.ac.uk/~imw/purbfac.htm>

WESTHEAD, R. K.; MATHER, A. E. An updated lithostratigraphy for the Purbeck Limestone Group in the Dorset type-area. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 107, n. 2, p. 117–128, 1996.

WIMBLEDON, W. A.; HUNT, C. O. The Portland-Purbeck junction (Portlandian-Berriasian) in the Weald, and correlation of latest Jurassic-early Cretaceous rocks in southern England. **Geological Magazine**, v. 120, n. 3, p. 267–280, 1983.

WOODWARD, H. B. The Middle and Upper Oolitic Rocks of England (Yorkshire excepted). **Geological Magazine**, v. 5, p. xiv-499, 1895.

ZIEGLER, P. A. **Geological atlas of Western and Central Europe, 1990**. 2nd and completely rev. ed. ed. [The Hague] Bath, Eng: Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.; Distributed by Geological Society Pub. House, Unit 7, 1990.

7.2 POROSITY ORIGIN AND PALEOCONTROLS IN THE MUPE MEMBER

HARD CAP FROM THE LOWER PURBECK LIMESTONE GROUP, WESSEX BASIN, DORSET, UK

Rafael Cremonini Baptista¹; Pablo Suarez-Gonzalez²; Marcus Vinicius Berao Ade¹; Sérgio Bergamaschi¹

¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, Faculdade de Geologia, Av. São Francisco Xavier, 524, Maracanã. 20550-013 Rio de Janeiro, RJ, Brasil

²Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

Abstract

The Mupe Member Hard Cap located in the Purbeck Limestone Group at the Wessex Basin contains thrombolites presenting variable porosity degrees. This study aimed to investigate the porosity origins of this Hard Cap and the paleocontrols that controlled its development. Petrographic, cathodoluminescence (CL), scanning electron microscopy-energy dispersive spectroscopy (SEMEDS), electron probe micro analysis (EPMA), and carbon-oxygen (C-O) stable isotope analyses were carried out and the results were employed to identify the different porosity forms present in the studied Hard Cap and their likely genesis. Hard Cap porosity was determined as mostly caused by bioturbation and dissolution, with ostracods and gastropods thought to have played an important role in porosity formation, as their activities result in sediment mixing and pore space formation. Carbonate mineral dissolution also contributed to porosity, with the most substantial dissolution taking place during high groundwater flow periods. The stable isotope analysis indicated dissolution as most likely caused by acidic groundwater, dissolving limestone carbonate minerals. The main cause of the Hard Cap's low porosity was identified as the cementation process. The Hard Cap was established in a shallow environment undergoing alternating subaerial exposure and inundation periods, and ancient Hard Cap porosity development constraints were proven as significantly connected to lake levels and climate changes. The Hard Cap was submerged and subjected to increased sedimentation rates during high lake level periods, hindering porosity growth. During low lake level periods, however, it was exposed to higher groundwater flows, leading to dissolution and porosity development.

7.2.1 Introduction

The Purbeck Limestone Group, located in Dorset, UK, contains thrombolites from the Jurassic period, composed of a variety of sedimentary rocks, such as limestone, dolomite, and chert, providing valuable insights into microbialite formation and evolution in lacustrine

environments (GALLOIS and BOSENCE, 2017). Purbeck microbialites are exposed on the Isle of Portland, Dorset located in southern England (Fig.91). These structures display characteristic freshwater tufa features (BOSENCE, 1987; PERRY,1994) with mainly thrombolitic textures. The Mupe Member belonging to the Purbeck Limestone Group is particularly well-exposed in its type area along the southern Dorset coast as part of a Jurassic Coast World Heritage Site (GALLOIS, 2018).

Thrombolites are organo-sedimentary structures formed by microbial communities, that form thin, laminated layers. Thrombolites are usually characterized by dome- or column-shaped structures comprising thin layers of sediment interbedded with microbial remains (RIDING, 2011). Thrombolite formation is a complex progression involving a combination of biological, chemical, and physical processes (REID, 2000).

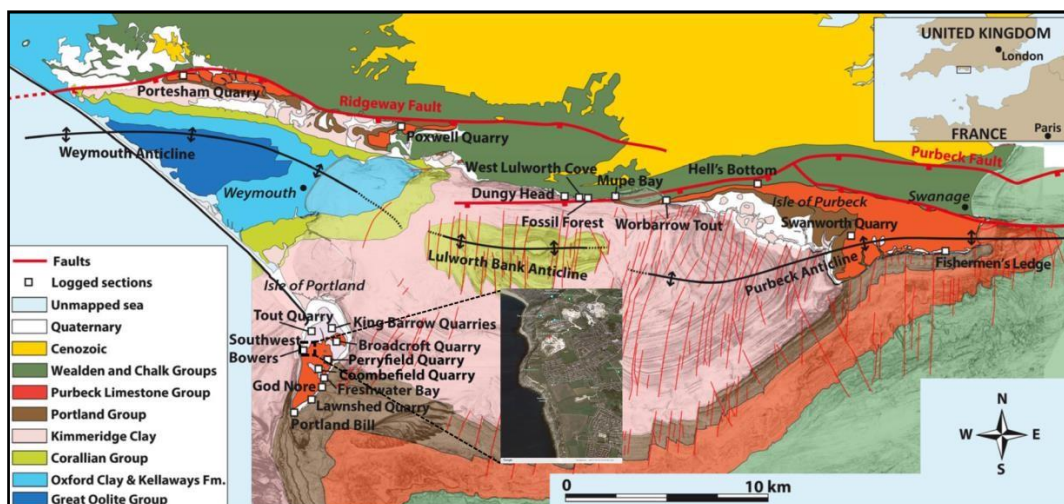
Biological processes are responsible for the initial sedimentary material deposition. Several microorganisms, such as bacteria and algae, produce extracellular polymeric substances (EPS), which act as a glue, binding sediment particles together. Over time, these particles form a dense microbial mat that traps sediment and encourages further microbial growth (GROTZINGER and KNOLL, 1999).

Chemical processes involved in thrombolite formation include precipitation and dissolution. Precipitation takes place when calcium and other elements. It is the water, not the mat, that provides the majority of these chemical components. The problem is that since EPS absorbs cations from water, it can serve as a mineral's nucleation point. A general reference can be found in Dupraz et al. 2009: Dissolution occurs when carbon dioxide and other acids are released into the water, causing the calcium carbonate present in the particles to dissolve (RIDING, 2000). Finally, physical processes, such as wave action and current movements, break up the aforementioned particles and help form characteristic dome-shaped thrombolite structures. As the particles are broken down, (RIDING, 2000)

This study aims to contribute to a better understanding of factors affecting carbonate microbial rock porosity variations based on state-of-the-art techniques, including optical and fluorescence petrology, cold cathodoluminescence (CL), scanning electron microscopy-energy dispersive spectroscopy (SEMEDS), electron probe micro analysis (EPMA), carbon–oxygen (C-O) stable isotopes analyses of Purbeck limestone samples, although it does not aim to solve all questions associated to microbial facies distribution. Porosity preservation in carbonate reservoirs is a complex phenomenon that can be influenced by a range of processes, including cementation, diagenesis, and tectonic deformation. Understanding how these processes interact

with each other is critical to being able to predict and control porosity preservation in carbonate reservoirs. In this context, this study presents an integrated analysis aiming to understand porosity origins and physical changes of the studied Hard Cap thrombolite.

Figure 91. Location and geological map of the study area. The studied block was obtained from a Hard Cap unit from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4" N 2°26'53.1" W). Modified from Bosence and Gallois (2021).



Font: o autor, 2023.

7.2.2 Material and Methods

This study is based on a detailed analysis of a 4.5 t block (Figure 92) originated from the aforementioned Hard Cap unit obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry, in Portland (50°32'49.4"N 2°26'53.1"W). The block was donated by Baker Hughes of Brazil to the Rio de Janeiro State University (Universidade do Estado do Rio de Janeiro, UERJ). A total of 29 core samples (1.0 inches in diameter) were obtained and faceted and a set of 17 plugs from bottom to top parallel to the sedimentary bedding acquired from these samples were investigated by standard petrographic techniques, cathodoluminescence, SEM petrography, and elemental and isotopic analyses.

The petrographic microscopy analyses were performed employing a petrographic microscope at the Geology School belonging to the Complutense University of Madrid. A set of 17 thin sections, which allow for more detailed assessments of the mineralogical composition, fossil record and pore types of carbonate rocks, were obtained from the Hard Cap

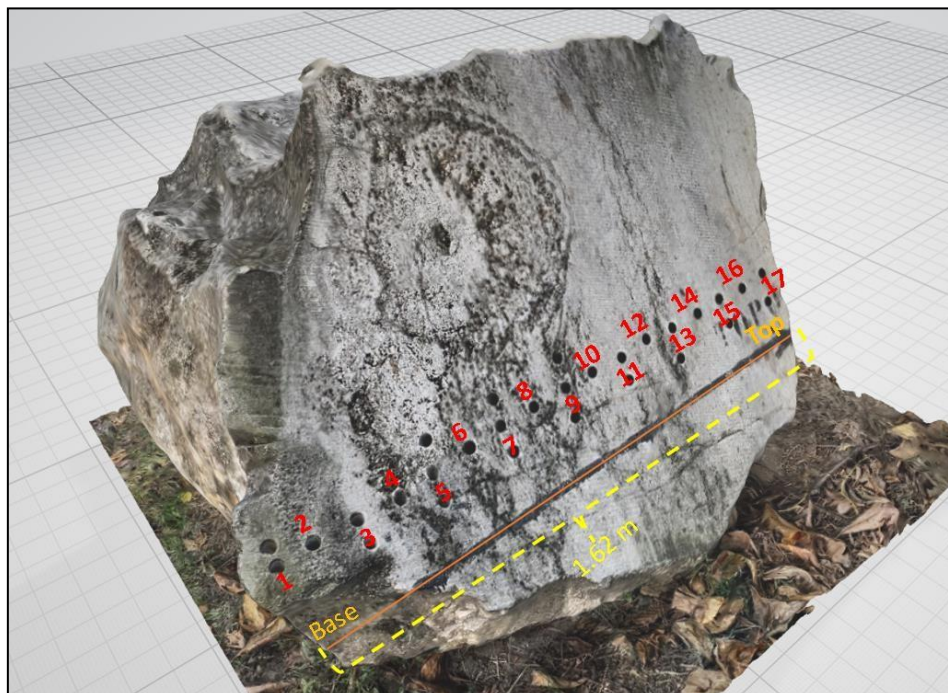
facies were petrographically and sedimentologically described applying the Dunham (1962) carbonate rock classification.

A total of six samples (plugs 4,5,6,9,15 and 16) were selected, cut into thin sections, polished and analysed by the SEM and CL techniques. An additional microsample from each plug was selected for the SEM analyses using a JEOL JSM-820F scanning electron microscope. The CL analyses were carried out at the Stratigraphy Department at the Complutense University of Madrid using a Technosy® unit operating at 20-25 kV with 350-450 μ A beam current. Cold cathodoluminescence microphotographs were obtained using a Nikon Coolpix 5400 camera. Cold cathodoluminescence microscopy is a vital tool employed in carbonate assessments, allowing to better identify replacements, neomorphism and recrystallization events, discriminate between different calcite and dolomite cement generations and better approach diagenetic precipitation environments. Furthermore, CL is also very useful in identifying certain minerals, such as fluorite and cryolite, as both display a precise and very intense luminescence. Moreover, this technique has also been applied as a basis for geochemical analyses.

Stable ^{13}C and ^{18}O Isotopes were determined employing an advanced spectrometer isotope ratio mass (IRMS) Kiel IV Carbonate equipment connected to a Thermo Delta V Advantage equipment at the UERJ Chemostratigraphy and Organic Geochemistry Laboratory (LGQM-UERJ). Samples were processed according to McCrea (1950) and isotopic ratios are reported in per mil notation relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard. The whole-rock method carbon and oxygen stable isotope analyses were performed using ~3 g of a total rock sample from each core, focusing on comparative analyses. The 17 samples were sorted, homogenized, sieved through an 80-mesh grain size and reacted with 103 % phosphoric acid at 25 oC according to McCrea (1950). Analytical accuracy and replicate analyses were always higher than 0.1‰.

A second carbon and oxygen stable isotope analysis was performed to evaluate diagenetic element stages. Discrete depositional and diagenetic phases were microsampled from thick sections using a microscope-mounted drilling system available at the Complutense University of Madrid. Detailed micro-sampling from diverse depositional and diagenetic areas ranged from 300 to 500 mm in diameter, resulting in 100–150 mg powdered carbonate samples.

Figure 92. Image of the 4.5 t Hard Cap unit block obtained from a store of similar blocks at Bowers Quarry in Portland (50°32'49.4"N 2°26'53.1"W). The numbers of the analysed plugs are depicted in red.



Font: o autor, 2023.

Elemental Ca, Mg, Sr, Mn, Fe, Na and Si analyses were performed employing an electron microprobe at the Complutense University of Madrid. All analyses were conducted at an accelerating voltage of 15 kV and a spot size of 5 mm. Limits of detection were 210 ppm for Ca, 200 ppm for Mg, 590 ppm for Sr, 445 ppm for Mn, 466 ppm for Fe, 155 ppm for Na and 280 ppm for Si.

7.2.3 Geological Setting

7.2.3.1 The Wessex Basin

The Wessex Basin was formed during the Late Permian and evolved during subsequent extensional and compressional tectonic events that took place during the Mesozoic and Tertiary (Butler, 1998; Hawkes et al., 1998; Underhill and Stoneley, 1998). It is an established hydrocarbon province (UNDERHILL and STONELEY, 1998) and studies have described the geological evolution of the Wessex Basin and Purbeck Group for over 200 years

(WOODWARD, 1825; WEBSTER, 1826; PUGH, 1968; ANDERSON, 1971; CLEMENTS, 1973; WEST, 1975; FRANCIS, 1982; 1984; PERRY, 1994; HORNE, 2009; 2002; UNDERHILL and STONELEY 1998; UNDERHILL, 2002; GALLOIS, 2016; 2018; BOSENCE, 2022).

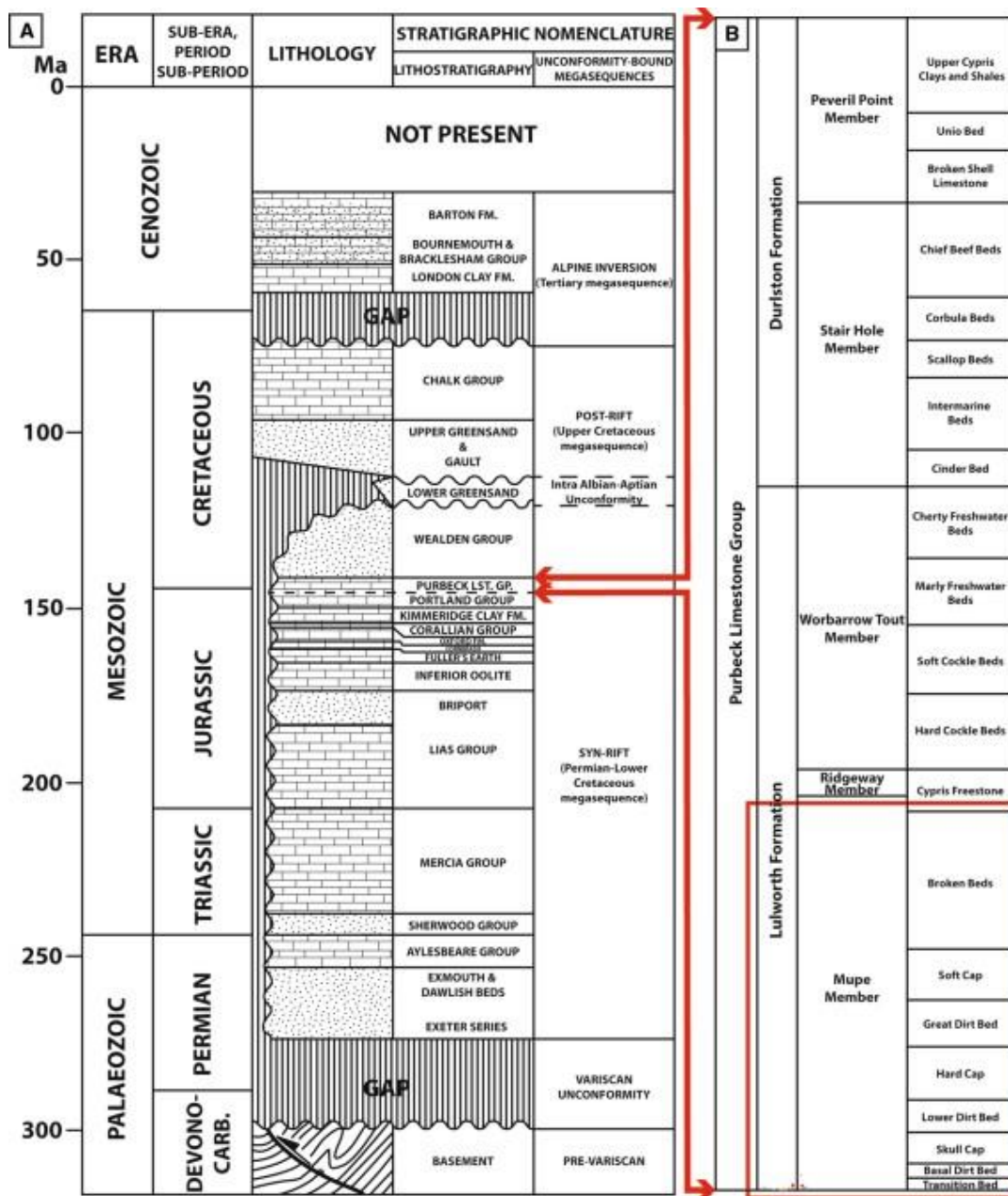
The tectonic evolution of the Wessex Basin has had a major influence on the local geology. Tectonic processes appear to have played a major role in controlling the lithological characteristics of this succession. Tectonic inversion during the Middle Jurassic has been suggested as the primary control for the Purbeck Limestone Group facies distribution, with the presence of isolated basins and associated inversion structures providing insights into the local regional tectonic setting. In addition, tectonic processes have also been suggested as microbial lacustrine carbonate deposition controlling factors. In particular, the deposition of these carbonates has been associated to the presence of tectonically-driven warm subsurface water upwellings, which provided the necessary nutrients for microbial mat development. It has been suggested that the presence of these microbial mats also significantly influenced Purbeck Limestone Group sedimentation, resulting in carbonate deposition under shallow shelf conditions (BRAY et al., 2000). Future research should focus on further investigating the influence of tectonic processes on the deposition of the Purbeck Limestone Group (PAGE et al., 2010).

The Wessex Basin composes the London-Brabant Massif, which is a part of the Variscan Orogeny. This major tectonic event took place during the Carboniferous and Permian Periods, and is responsible for Wessex Basin folding, faulting, and uplift. The basin uplift caused a variety of different rock types to become exposed and consequently erode, providing the material for the sediment that now makes up the basin (BRITISH GEOLOGICAL SURVEY, 2018).

The Wessex Basin, which comprises three sub-basins, namely the Portland-Wight in the south-west, the Pewsey, in the north-west and the Weald, in the east, is an extended sub-basin within a larger intracratonic system of Mesozoic basins covering much of northwestern Europe (ZIEGLER, 1982; UNDERHILL and STONELEY, 1998), which were transformed by north-south compression during the Cenozoic. The initial extent of the Wessex Basin was compiled from outcrop and subsurface data (LAKE, 1985; COPE et al., 1980; WEST, 1992; UNDERHILL, 2002), indicating occasional oceanic connections in the southwest and northeast (COPE et al., 1999).

Wessex Basin geology has been the subject of many studies over the years. The most recent was conducted by the British Geological Survey in 2018 and provides a detailed overview of the basin's geology. The study revealed a highly varied and complex area composed of a variety of different rock types and stratigraphic units, also revealing high tectonic activity and that the area has been subject to multiple tectonic uplift and folding episodes (BRITISH GEOLOGICAL SURVEY, 2018). Wessex Basin sediments are recorded in sandstones, shales, limestones and evaporites from the Permian to the Cenozoic, with subsequent post-Cenozoic deposits noted in the Hampshire Basin (Figure 93; Gallois, 2018 modified following Underhill and Stoneley, 1998).

Figure 93. Wessex Basin stratigraphic divisions. (A) Wessex Basin stratigraphy (Gallois 2018 modified according to Underhill and Stoneley 1998). (B) Detailed Purbeck Limestone Group stratigraphy.



Font: o autor, 2023.

7.2.4 Mupe Member - Lower Purbeck Limestone Group

The Lower Purbeck Limestone Group is part of the Jurassic succession and its stratigraphic boundaries are defined by the base of the Portland Sandstone Formation and the top of the Kimmeridge Clay Formation (GALLOIS and GALLOIS, 1997). The Lower Purbeck Limestone Group is also characterized by the presence of calcareous mudstones and wackestones, which are commonly found in limestone. These mudstones are thought to be the result of diagenetic processes, i.e., compaction and cementation, and are often associated with the presence of anhydrite nodules. The presence of calcareous mudstones also suggests that the Lower Purbeck Limestone Group was deposited in a shallow marine environment, as these components are commonly found in shallow marine deposits (WILKINSON, 2013).

The Lower Purbeck Limestone Group is renowned for its rich fossil fauna, including numerous ostracod species. Ostracod biostratigraphy has been used to determine the age and palaeoenvironmental conditions of this group (DINGLE, 1992), being indicative of a shallow marine environment with warm, oxygen-rich waters (SMITH and SMITH 1991).

The Purbeck Limestone Group includes non-marine carbonate, evaporite, and paleosol facies from the Upper Jurassic to the Lower Cretaceous (WEST 1975; BOSENCE, 1987; PERRY, 1994). The Mupe members of the Purbeck Limestone Group, a part of the Jurassic Coast World Heritage Site and the subject of this study, are particularly well exposed in the type area on the southern coast of Dorset (Fig. 91). Non-marine Mupe member sediments (Fig. 92b) have been studied periodically for almost 200 years, with most publications focusing on the middle and upper parts of the group, well exposed in Durlston Bay (WIMBLEDON and HUNT 1983, CLEMENTS, 1993, HORNE, 2004, RIBOULEAU et al., 2007).

The presence of evaporite minerals, such as gypsum and anhydrite, as well as the formation of pseudomorphs and halite casts, evidence evaporite diagenesis in Lower Purbeck beds, attributed to prolonged exposure to hot, shallow and hypersaline waters during the Jurassic period and paramount in understanding the local geological history (MOORLOCK and WORSSAM, 2001).

The Lower Purbeck Limestone Group diagenesis is marked by several features, including the presence of anhydrite nodules, which are commonly found in limestones. These nodules are thought to be the result of early diagenetic processes such as compaction and cementation, and are often associated with dolomitization (WILKINSON, 2013). Less research,

however, has been performed on the lower details of Mupe members (WESTHEAD and MATHER 1996), including caps and mud beds, as well as broken beds and Cypris Freestones (1969; CLEMENTS, 1993).

Mupe Members are composed of Upper Jurassic lacustrine microbial carbonates, and its associated facies formed in a semi-arid climate setting during the extensional Wessex Basin phase (GALLOIS and BOSENCE, 2017), taking place within three stratigraphic horizons, known successively as Skull Cap, Hard Cap and Soft Cap (Figure 94), separated by palaeosol horizons known as dirt beds (WEST, 1975, WEST, 2012; PERRY, 1994; GALLOIS et al., 2018).

Figure 94. Lower part of the Mupe Member Outcrop at God Nore, in the Isle of Portland. Photograph taken by R. C. Baptista.



Font: o autor, 2023.

According to Gallois (2018), these stratigraphic horizons represent three shallowing-upward lacustrine sequences capped by emergent surfaces (paleosols). Thrombolites typically grew as mounds up to 10 m across and varying thickness, ranging from about 0.5 to 4 m,

maintaining a high primary framework porosity (GALLOIS and BOSENCE 2017). These structures commonly accumulated around the bases of contemporaneous trees or fallen tree trunks, now silicified or represented by moulds, initially on a burrowed boundstone substrate (GALLOIS et al., 2018). Vugs are abundant and conspicuous calcite crusts with smooth botryoidal upper surfaces commonly surround mesoclots or cap existing thrombolites (KIRKHAM et al., 2018).

Figure 95. A mould of a fallen branch initially surrounded by burrowed boundstone (smooth) and later by thrombolites (rubbly). Field notebook for scale. Right - Centimetre-sized microbial intraclasts adjacent to a microbial mound, originally developed around a tree trunk since removed by erosion, leaving a hollow mound centre. Field notebook for scale. Photograph taken by R. C. Baptista.



Font: BAPTISTA, 2023.

7.2.5 Results and Discussion

Porosity preservation in carbonate reservoirs has become a topic of significant interest to geologists. One of the primary ways in which porosity can be preserved in carbonate reservoirs is through cementation, when dissolved minerals in groundwater precipitate and form

minerals, which then fill in spaces between rock grains. Calcite, aragonite, and dolomite precipitation can all contribute to cementation and, subsequently, porosity preservation in carbonate reservoirs (RAZA et al., 2020).

Porosity may also be preserved in carbonate reservoirs by diagenesis, which refers to the various physical and chemical changes that rocks undergo during burial and compaction. Carbonate diagenesis can take place through dolomitization, recrystallization, and dissolution, which aid in both porosity preservation and new porosity development (AFIQ et al., 2019; ANSAH et al., 2015).

Additional studies have focused on the role of tectonic deformation in porosity preservation. Tectonic deformation refers to the stresses and strains that rocks undergo as a result of earth crust movements. In carbonate reservoirs, this process can cause fractures, faults, and folds, which may both increase and decrease porosity. Understanding the complex interactions between tectonic stresses, stratigraphy, and diagenesis is paramount in effectively predicting porosity preservation in carbonate reservoirs (MAHMOUD et al., 2019; ARISOY et al., 2013).

The obtained thin sections were observed under a polarized light microscopy Nikon Labophot-Pol., photographed, and described. Four major sedimentary facies were distinguished according to Gallois et al., (2018), as follows: wackestone to fine grainstone facies, microbialite facies, divided into thrombolite and boundstone facies, and inter-mound facies composed by Intraclastic peloidal packstone–grainstone. These descriptions were based on the thin section petrographic analysis and by consulting previous petrographic analyses conducted by Gallois et al. (2018), as well as carbonate petrography literature (CHOQUETTE and PRAY, 1970; DUNHAM, 1962; FOLK, 1968; TUCKER, 1988; FLÜGEL, 2010; SCHOLLE and SCHOLLE, 2003). The porosity results were obtained from direct pore counts based on grain individualization, resulting in 2D dimensions.

Table 7. Petrographic analysis of thin slices obtained from Hard Cap Purbeck plugs.

Core	Petrographic Texture	Structure, texture, mineralogy, and fossils	Porosity	
1	Mudstone	Dense, mottled (and locally micropeloidal) micrite, with scattered peloids and calcite pseudomorphs after gypsum. Locally, chalcedony spherulites replace micrite	Total	~16%
			Matrix dissolution	8.00%
			Moldic (MO)	2.00%
			Interparticle (BP)	1.80%
			Fenestral (FE)	4.00%
2			Total	~12%

	Mudstone-Wackestone	Composed of peloids and carbonate intraclasts within a micritic matrix presenting a dense and clotted texture. Large, elongated pores with rounded section (moulds of vegetable remains?). Chalcedony spherulites replacing the matrix. Macrocrystalline calcite filling the porosity and replacing the matrix.	Moldic (MO)	5.00%
			Matrix dissolution	2.60%
			Interparticle (BP)	2.00%
			Intraparticle (WP)	2.00%
			Total	~7%
3	Peloidal-intraclastic grainstone	Peloids and intraclasts containing local bioclasts (ostracods). Macrocrystalline calcite cement filling interparticle spaces. Intraclasts include chalcedony spherulites replacing micrite	Moldic (MO)	3.00%
			Matrix dissolution	1.70%
			Interparticle (BP)	1.00%
			Fracture (FR)	1.00%
			Total	~5%
4	Microbialite and Peloid grainstone	Partially microbialite with dense and clotted micrite microfabrics and partially peloidal and intraclastic grainstone. Macrocrystalline calcite filling porosity. One large pore with geopetal infill of peloids, intraclasts and crystalline silt was noted within the microbialite.	Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	1.50%
			Fracture (FR)	1.00%
			Total	~12%
5	Microbialite (thrombolite)	Microbialite irregularly shaped, dense, and clotted micritic textures. Abundant chalcedony spherulites replace micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cements	Moldic (MO)	5.00%
			Interparticle (BP)	4.00%
			Vug (VUG)	2.00%
			Fracture (FR)	1.00%
			Total	~6%
6	Microbialite (thrombolite)	Microbialite presenting irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and different types of cements.	Vug (VUG)	3.00%
			Moldic (MO)	2.50%
			Interparticle (BP)	1.00%
			Total	~4%
7	Microbialite (thrombolite)	Microbialite presenting irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cements.	Interparticle (BP)	2.00%
			Moldic (MO)	1.50%
			Total	~5%
8	Microbialite (thrombolite)	Microbialite presenting irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace the micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cements. Slight differences between the previous (microbialite) samples regarding the amount of spherulites and ostracods and pore type and infill.	Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	1.00%
			Intercrystalline (BC)	1.00%
			Total	11.20 %
9	Microbialite (thrombolite)	Microbialite presenting irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace micrite. Large irregular pores within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cements.	Vug (VUG)	5.00%
			Moldic (MO)	2.00%
			Fracture (FR)	2.00%
			Intercrystalline (BC)	1.20%
			Interparticle (BP)	1.00%
			Total	~8.5%
10	Microbialite (thrombolite)	Microbialite presenting irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (<i>i.e.</i> , thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace micrite. Large irregular pores within and	Intercrystalline (BC)	3.10%
			Moldic (MO)	2.00%
			Vug (VUG)	2.00%

		around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and calcite cements. Major occurrence of ostracodes, and gastropods are also found.	Interparticle (BP)	1.40%
11	Microbialite and Peloid grainstone	Partially microbialite with dense and clotted micrite microfabrics and partially, peloidal and intraclastic grainstone composed of peloids, carbonate intraclasts and bivalve and gastropod bioclasts. Porosity reduced by cementation.	Total	6.30%
			Intercrystalline (BC)	2.30%
			Moldic (MO)	2.00%
			Interparticle (BP)	1.50%
			Vug (VUG)	0.50%
12	Peloidal-intraclastic Grainstone	Peloids, intraclasts, and minor bioclasts (ostracods and gastropods). Intraclasts are microbialite fragments. Cementation by macrocrystalline calcite. Porosity partially filled by cement.	Total	6.50%
			Vug (VUG)	2.50%
			Moldic (MO)	2.00%
			Interparticle (BP)	2.00%
13	Peloidal-intraclastic Grainstone	Peloids, intraclasts, and minor bioclasts (ostracods and gastropods). Intraclasts are microbialite fragments. Cementation by macrocrystalline calcite. Porosity partially filled by cement	Total	8.50%
			Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	2.00%
			Vug (VUG)	3.50%
14	Microbialite and Peloid grainstone	Partially microbialite with dense and clotted micrite microfabrics and partially, peloidal and intraclastic grainstone. Macrocrystalline calcite filling porosity. A laminated sedimentary accretion structure (filament structures within microbialite) is noted	Total	10.50%
			Moldic (MO)	3.00%
			Vug (VUG)	5.00%
			Interparticle (BP)	2.50%
15	Microbialite and Peloid grainstone	Microbialite with many pores filled by peloidal-intraclastic grainstone and by later cements	Total	9.20%
			Vug (VUG)	4.00%
			Interparticle (BP)	3.00%
			Moldic (MO)	2.20%
16	Peloidal-intraclastic Grainstone	Peloids, intraclasts and minor bioclasts (ostracods and gastropods). Intraclasts are fragments of microbialites. Barite cement filling locally occluding porosity.	Total	10.50%
			Vug (VUG)	4.00%
			Moldic (MO)	3.50%
			Interparticle (BP)	3.00%
17	Packstone	Bioclasts (ostracods, mostly disarticulated), peloids and intraclasts. Macrocrystalline calcite cement fills porosity.	Total	8.50%
			Moldic (MO)	3.00%
			Interparticle (BP)	2.00%
			Vug (VUG)	2.00%
			Intraparticle (WP)	1.50%

Overall, the petrographic microscopy of the lower Purbeck limestone Hard Cap, Mupe Member revealed a complex and dynamic environment with frequent water depth and salinity changes shaped by a sedimentation and biological activity interplay.

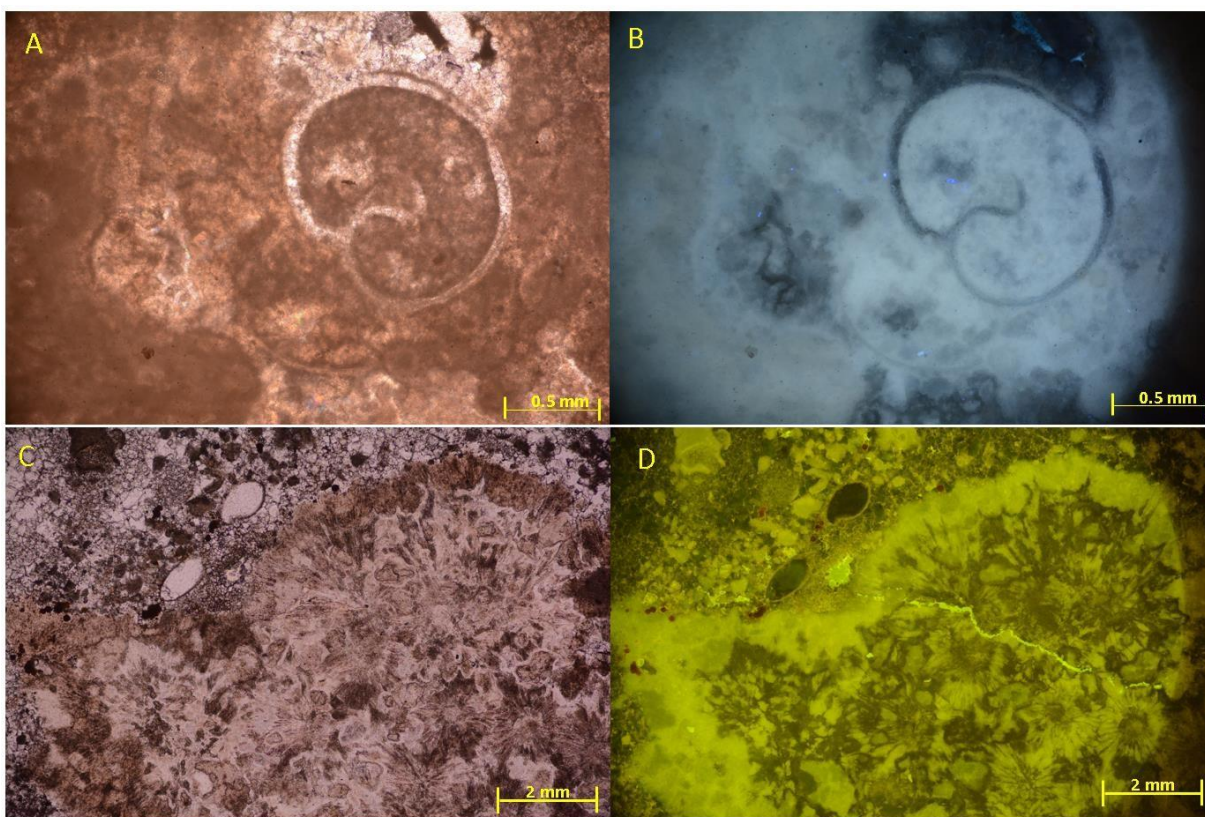
The thin section petrographic assessment indicated porosity levels ranging from 4% to 16%, attributed to a range of mechanisms, including primary depositional, secondary dissolution, and fracturing. Primary porosity comprises interparticle, intraparticle, and moldic porosity caused by sedimentation and bioturbation variations during deposition. Secondary porosity can originate from diagenetic processes, such as limestone dissolution and leaching through groundwater action, which results in channels and vugs within the rock. The fractures running through the limestone layer contributed to primary and secondary porosity enhancement.

Ostracods and gastropods were detected by petrographic microscopy. These organisms played an important role in Hard Cap development. Ostracod palaeoecology has also been used to reconstruct the environmental conditions of the Purbeck Limestone Group (DINGLE, 1992). Studies have revealed that Purbeck Limestone Group ostracods were adapted to a wide range of environmental conditions, including salinity, temperature and oxygen availability (SMIT and SMITH, 1991; SMITH and HART, 1995). This suggests that the Purbeck Limestone Group was a highly dynamic environment, with frequent depth and salinity water alterations.

The petrographic microscopy assessments (Fig. 96) evidenced the importance of microbiolite bioturbation in understanding the complex processes that contribute to porosity formation, comprising a key process that influences microbiolite structure and composition. Sample no. 10 revealed a major ostracod and gastropod occurrence in the analysed Hard Cap.

By analysing the distribution of ostracod assemblages in the Purbeck Group, palaeontologists (BATE and ROBINSON, 1990; COIMBRA and MARTILL, 2019; MARTILL, 1986; MARTILL, 1990) have inferred that the lake was shallow, warm, and restricted, undergoing fluctuating salinity and oxygen levels due to periodic freshwater evaporation and influx.

Figure 96. (A) Gastropods visualized under cross-polarized light (XPL); (B) Similar view as in (A) but under fluorescent light (FL); (C) Irregular structure indicating agglutinated peloidal sediment. Rounded holes are burrows partially filled with peloids, forming geopetal structures. Irregular borders, agglutinated peloids and thin (brown) cement calcite fringe. Ostracod cavity and bioturbation features in microbiolites. (D) Similar view as in (C) but under fluorescent light (FL).

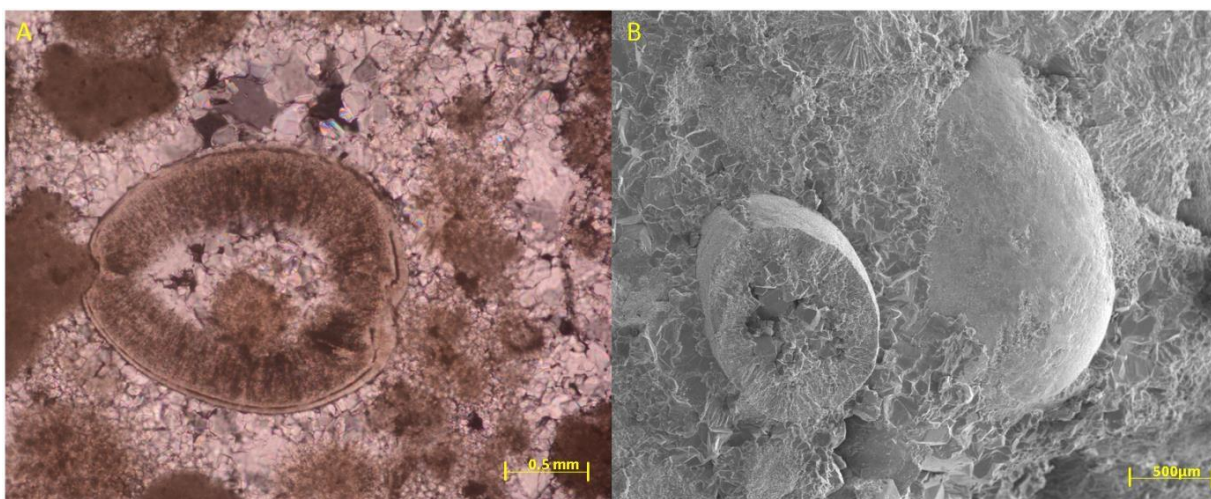


Font: o autor, 2023.

Calcite and silica cementation and replacement are quite common, and recent studies have investigated the relationship between different cement types and their impact on porous limestone characteristics. For example, He et al. (2019) reported that the presence of dolomite cements can reduce limestone porosity by up to 7-8%, whereas quartz cementation can increase porosity by up to 17%. Understanding the impact of different cements on limestone porosity is essential in predicting geological formation behaviour. The Hard Cap belonging to the Lower Purbeck Group Mupe Member contains different types of cements, including calcite and silica, formed by diagenetic processes that altered limestone properties and composition.

Calcite was the most common cement type found in the petrographic analysis carried out herein, formed through calcium carbonate precipitation. Figure 97 illustrates ostracod calcite replacement.

Figure 97. (A) Photomicrograph of an ostracod presenting intense calcite replacement, a common diagenetic feature. (B) Scanning electron microscopy (SEM) view of ostracods with late-stage calcite spar cement.

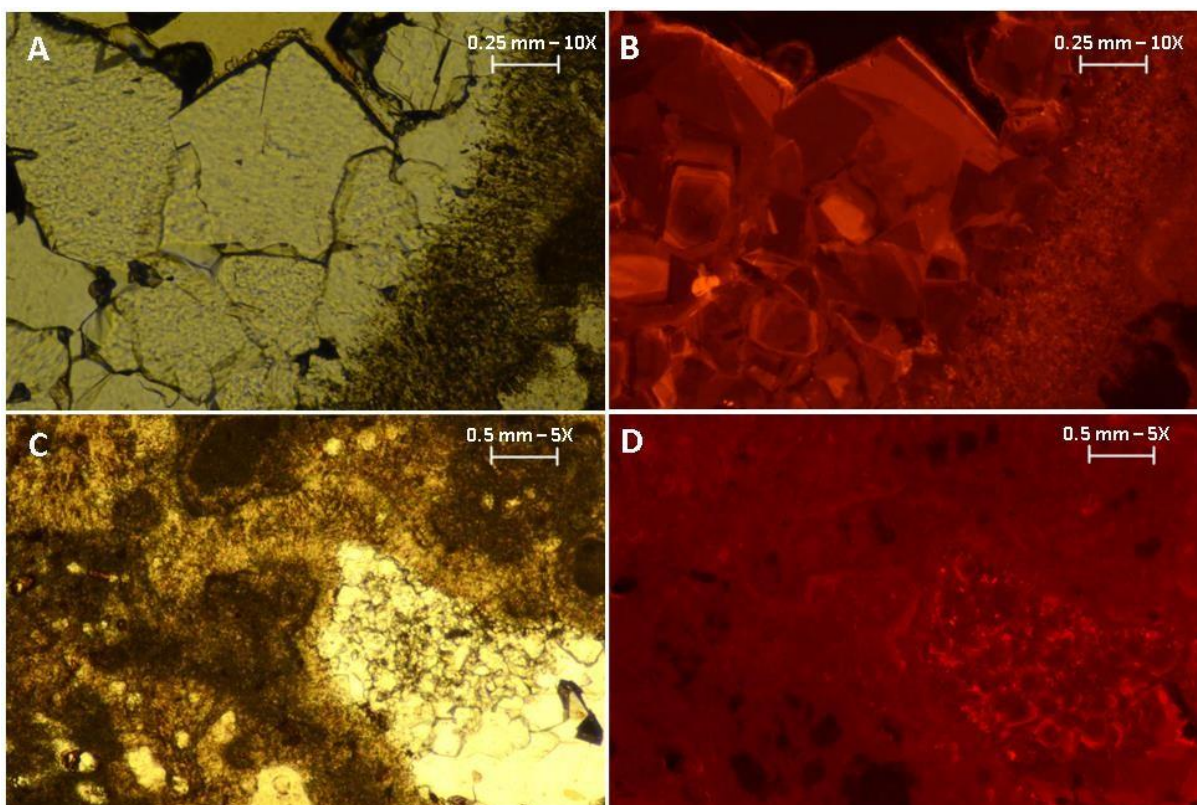


Font: o autor, 2023.

Calcite cement occurs as a fine-grained mosaic of crystals that fills intergranular pore limestone spaces, typically clear and colourless, with a high birefringence under crossed-polarized light. The calcite crystals are generally equant and are often twinned. This calcite cement is thought to have formed during burial diagenesis, due to calcite precipitation from calcium carbonate-supersaturated pore fluids.

The cathodoluminescence analysis revealed, a range of orange colours for the calcite cements. The intensity of the cathodoluminescence emission is associated to calcite impurity concentrations. The cement morphologies observed in natural light revealed burial and vadose diagenetic environments (Figure 98).

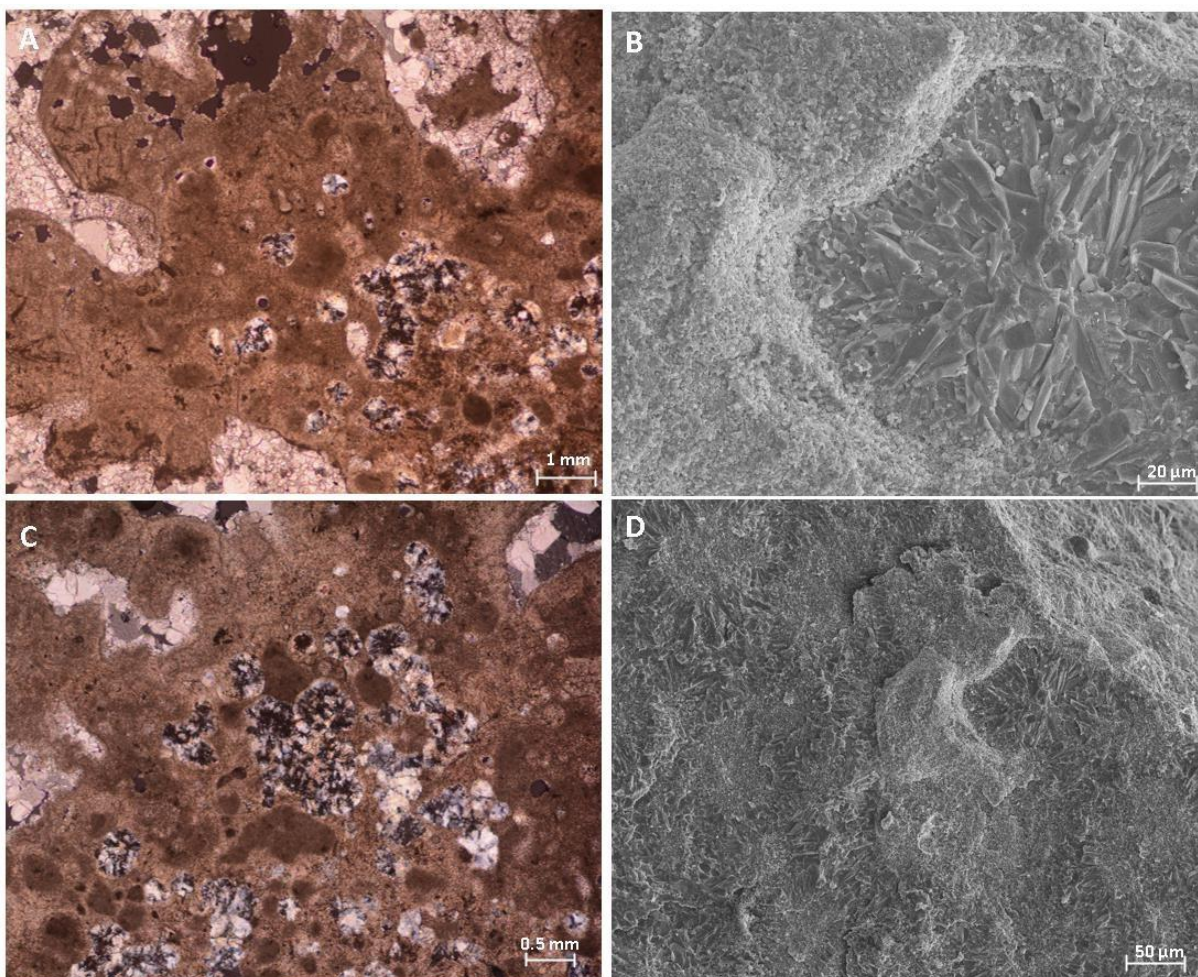
Figure 98. Cathodoluminescence (CL) photographs indicating early and burial diagenetic phases (A) Pores in natural light with calcite cement morphologies: dogtooth, block spar and fibrous fringe cement. (B) Similar view as in (A) but in cathodoluminescence, illustrating the cementation phases (C) pores within and around the microbialite filled by different types of cements (D) Similar view as in (C) but in cathodoluminescence illustrating the diagenetic phase with cement luminescence intensity.



Font: o autor, 2023.

Calcite spherulites are a common Hard Cap feature (Figure 99), comprising spherical or semi-spherical calcite crystals aggregates typically 1-2 mm in diameter often found in clusters or as individual spherulites within the limestone matrix. These crystals are generally equant in shape and exhibit a characteristic radial fibrous texture, often surrounded by a distinctive dark halo. The exact spherulite formation mechanism is not well understood, but these structures are thought to result from calcite precipitation from supersaturated pore fluids rich in dissolved calcium carbonate. Tucker and Wright (1990), when examining spherulite distribution and size within limestone samples, indicated that spherulites were cemented together by additional calcite cement filling the crystal interstices.

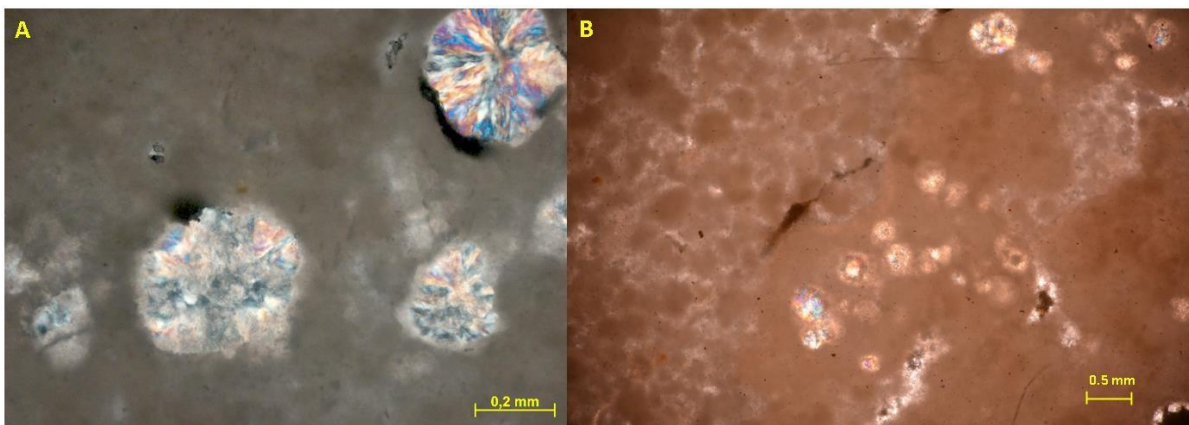
Figure 99. Photomicrographs of thrombolites in Hard Cap samples: (A)(C) Calcite spherulites replacing the thrombolite framework under cross-polarized light (XPL). (B)(D) Scanning electron microscopy (SEM) view of calcite spherulites indicating radiating crystals markedly contrasting with smooth adjacent surfaces.



Font: o autor, 2023.

Silica cement was also noted as present in the Hard Cap, although less abundant than calcite cement. Silica cement occurs as small, clear crystals scattered throughout the limestone, thought to have formed during early diagenesis as a result of silica precipitation from supersaturated silica pore fluids. Chalcedonic spherulites are found within Hard Cap thrombolites (Table 7), replacing thrombolite frameworks (Figure 100).

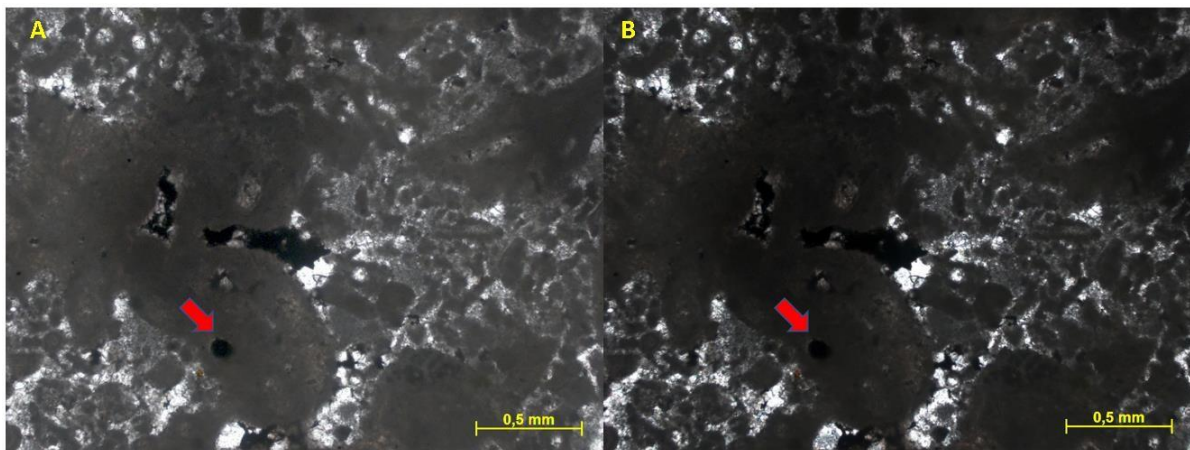
Figure 100. (A) Chalcedony spherulites replacing the thrombolite framework. (B) Spherulites increase in abundance towards the centre of the mesoclot, Hard Cap



Font: o autor, 2023.

The presence of pyrite framboid was also noted in the petrographic microscopy analysis (Figure 101). Several studies have investigated the presence of pyrite framboids in microbialites (WILKIN et al., 1996; WILKIN and BARNES, 1997; SUITS and WILKIN, 1998), reporting that pyrite framboid analyses are a useful proxy for ancient redox conditions. In modern environments, pyrite framboids form in the narrow iron-reduction zone developed at the redox boundary, but cease to grow in the more intensely anoxic conditions of the underlying sulphate-reduction zone (SUITS and WILKIN 1998). Pyrite can, thus, be employed as a paleoenvironmental condition indicator during deposition.

Figure 101. (A) Microscope images of pyrite framboids from the Hard Cap sample 11; (B) Similar view as in (A) but under cross-polarized light (XPL) illustrating pyrite framboids (red arrow)

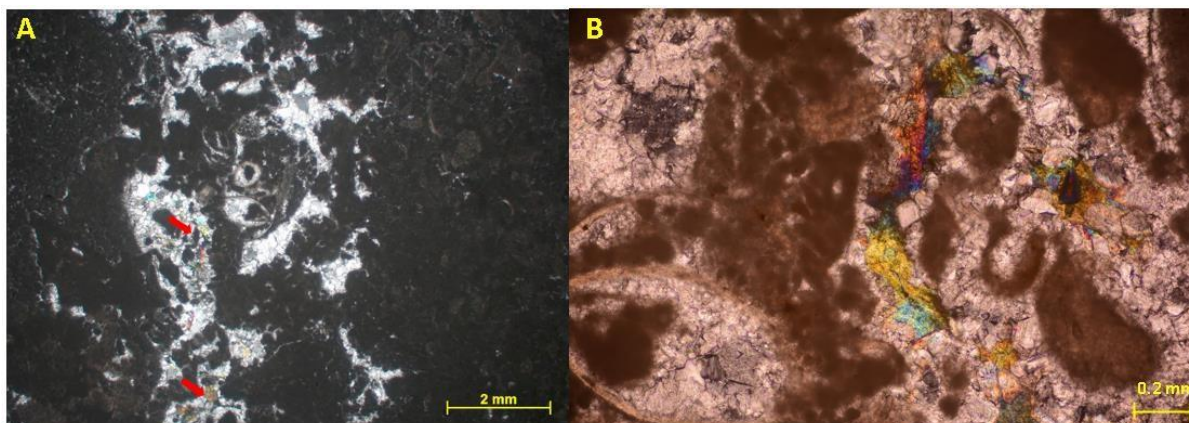


Font: o autor, 2023.

Pyrite framboids have been identified as potential biosignatures for studying ancient sediments (SCHELBLE et al., 2003). However, limited literature on the presence of pyrite framboids specifically in limestone is available. Nevertheless, several articles have discussed the presence of pyrite in various sedimentary rocks, including limestone. For instance, a recent study explored pyrite morphologies and spatial relationships in organic-rich shales of a basin (EYONG et al., 2022). Additionally, Emerson (2019) extensively documented the general science of pyrite, its benefits, and its issues, reporting examples of its occurrence in both hard and soft rock. While no specific articles discussing the presence of pyrite framboids in limestone are noted, it is reasonable to assume that pyrite framboids could potentially be present in limestone, as pyrite is known to occur in a variety of sedimentary rocks. However, further research is required to confirm this hypothesis.

Another mineral present in the Hard Cap is Barite. Barite crystals are typically white or colourless with a distinctive tabular or bladed shape. Under crossed-polarized light, barite exhibits a characteristic blue-yellow -grey colour and high birefringence (Figure 102).

Figure 102. (A) Microscope images of barite present in Hard Cap sample 16 under cross-polarized light (XPL) illustrating barite (red arrow) (B) Detailed barite view under cross-polarized light (XPL).



Font: o autor, 2023.

Barite is a common mineral that can be found in various geological environments, including sedimentary rocks such as limestone (BRITANNICA, 2022). When these carbonate rock units have undergone significant weathering, large barite deposits can be found at the interface between the soil and the bedrock. The presence of barite in limestone can provide important information on the sedimentary environment in which it formed.

Barite is known to be a chemical precipitate, formed from seawater or hydrothermal fluids in sedimentary basins (HANOR, 2000). The composition of barite minerals in limestone can reveal information on the chemical and isotopic conditions of the sedimentary environment. For example, barite deposits formed in marine environments may contain high strontium levels, due to the abundance of this element in seawater (HANOR, 2000). The presence of barite can indicate the location of ancient hydrothermal vents or the presence of anoxic waters during sediment deposition. In the case of the Hard Cap, it is thought that the barite in Hard Cap formed as a result of salinity interactions with sulphate-rich sediments during deposition.

The formation of the Lowe Purbeck Limestone Hard Cap Mupe Member is believed to have undergone several phases. Data on synsedimentary and early meteoric processes is contained within the succession of diagenetic features and components present in the Hard Cap samples, including early depositional components modified by meteoric-marine, and meteoric waters. The Hard Cap contains several different types of cements, including calcite, dolomite, iron oxide, and silica, formed as a result of diagenetic processes that, in turn, altered local limestone properties and composition.

According to Bosence and Gallois (2022), thrombolites are formed through a combination of microbial activity, physical processes, and chemical reactions, described as follows. The initial thrombolite formation phase involves calcium carbonate grain binding to organic material produced by algae and cyanobacteria, forming small, submillimeter-sized thrombolite structures. Physical processes then take place, such as wave action in shallow lake environments, leading to thrombolite rearrangement and compaction, resulting in larger and more complex thrombolites. Finally, diagenetic processes, such as calcite and silica cementation, also contribute to thrombolite development. A more detailed analysis of the microbial communities within the thrombolites demonstrates that microbial mats played a significant role in maintaining structural thrombolite integrity, allowing for the continued trapping and binding of calcium carbonate grains, further contributing to thrombolite growth and development. Bosence and Gallois (2022) also propose a multiphase thrombolite and microbialite development model involving a combination of both biologically-mediated and abiotic processes. The authors recognize a sequence of seven phases involved in thrombolite development and early diagenesis in the lower Purbeck Limestone Group.

Herein, the Hard Cap evolution phases determined according to the petrographic analyses of the thin-section Hard Cap samples were categorized into eight main stages:

- a) Thrombolite formation, characterized by calcium carbonate precipitation in the presence of microbial mats. The limestone is composed of clotted micritic peloidal textures formed by calcium and bicarbonate ion precipitation in lake water.
- b) Dissolution and erosion, bioturbation, and dissolution, comprising the primary factors contributing to Hard Cap porosity. Ostracods and gastropods mixed sediment and created pore spaces, leading to increased porosity. In addition, micritic cement, composed of fine-grained calcite crystals, is formed through calcium carbonate precipitation within the limestone matrix. This type of cement is significant because it fills the pores and interstices between grains, resulting in a more solid and resistant limestone layer.
- c) Light Brown Fibrous Radial cement, comprising elongated calcite crystals formed through calcium carbonate precipitation along grain boundaries and fractures. This type of cement is significant because it provides additional limestone layer strength and durability.

d) Dissolution and erosion, where the uplift and erosion phase involved limestone layer exposure due to tectonic uplifts and erosion. This phase is characterized by the removal of overlying sediment and the exposure of the limestone layer to the elements as peloids, comprising microbialite fragment intraclasts. The limestone layer is also subjected to weathering during this phase, resulting in fractures and other features. Sediment minerals are rearranged and recrystallized during this process, forming new minerals and structures. Spherulites may have formed due to crystal growth in response to changing environmental conditions during diagenesis.

e) Fibrous cement, a type of calcite cement that forms within the limestone as it lithifies (hardens). This cement consists of numerous tiny calcite fibres typically less than 0.1 mm thick that interlock and create a dense, tough matrix.

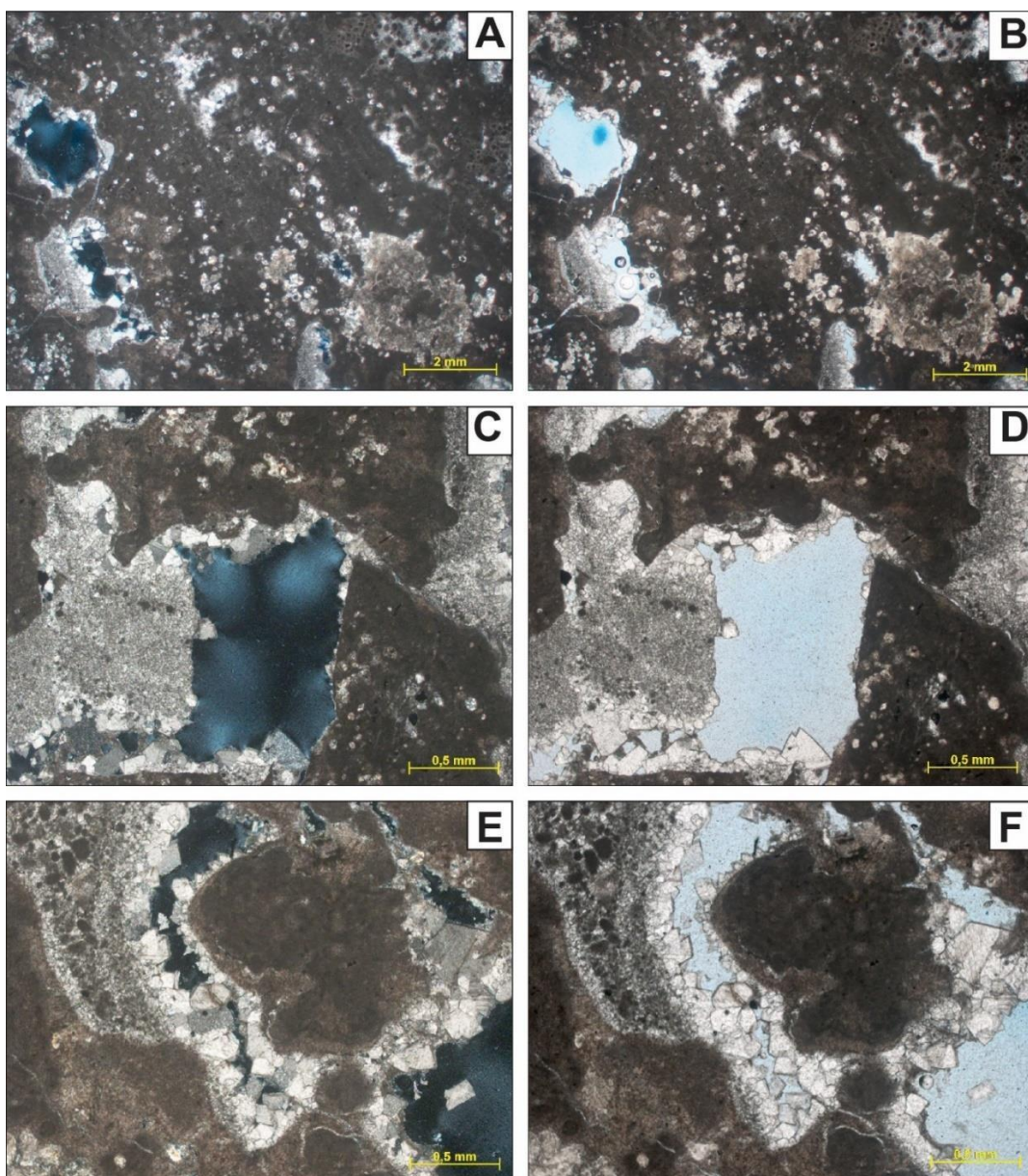
f) Dissolution and bioturbation, whose combined effects left their marks on the fossils within the Hard Cap layer. Fossil shells and other remains can become distorted or even dissolve by the groundwater seeping through the limestone. Bioturbation can also cause fossil damage, particularly to delicate or easily fragmented specimens. However, sediment mixing by burrowing animals can also expose new fossils that would otherwise be buried deep within the rock. This phase is characterized by calcite precipitation, filling in fractures and other pore spaces, forming a relatively impermeable more solid and resistant limestone layer.

g) Geopetal filling; A geopetal is simply a cavity or void within a rock filled with sediment during its deposition. The sediment that fills the geopetal is oriented in a specific manner, with the heaviest grains settling at the bottom and the lightest, at the top. The sediment within the geopetal is oriented perpendicularly to the bedding planes of the surrounding limestone. This suggests that the Hard Cap was tilted or overturned at some point during its deposition, causing the sediment to settle in the geopetal in a different orientation than the surrounding limestone.

h) Sparitic cement, composed of large, blocky calcite crystals and formed through calcium carbonate precipitation in open spaces and cavities within the limestone matrix. This type of cement can fill large voids, resulting in a more homogeneous limestone layer. In this stage, opaque minerals were found in the

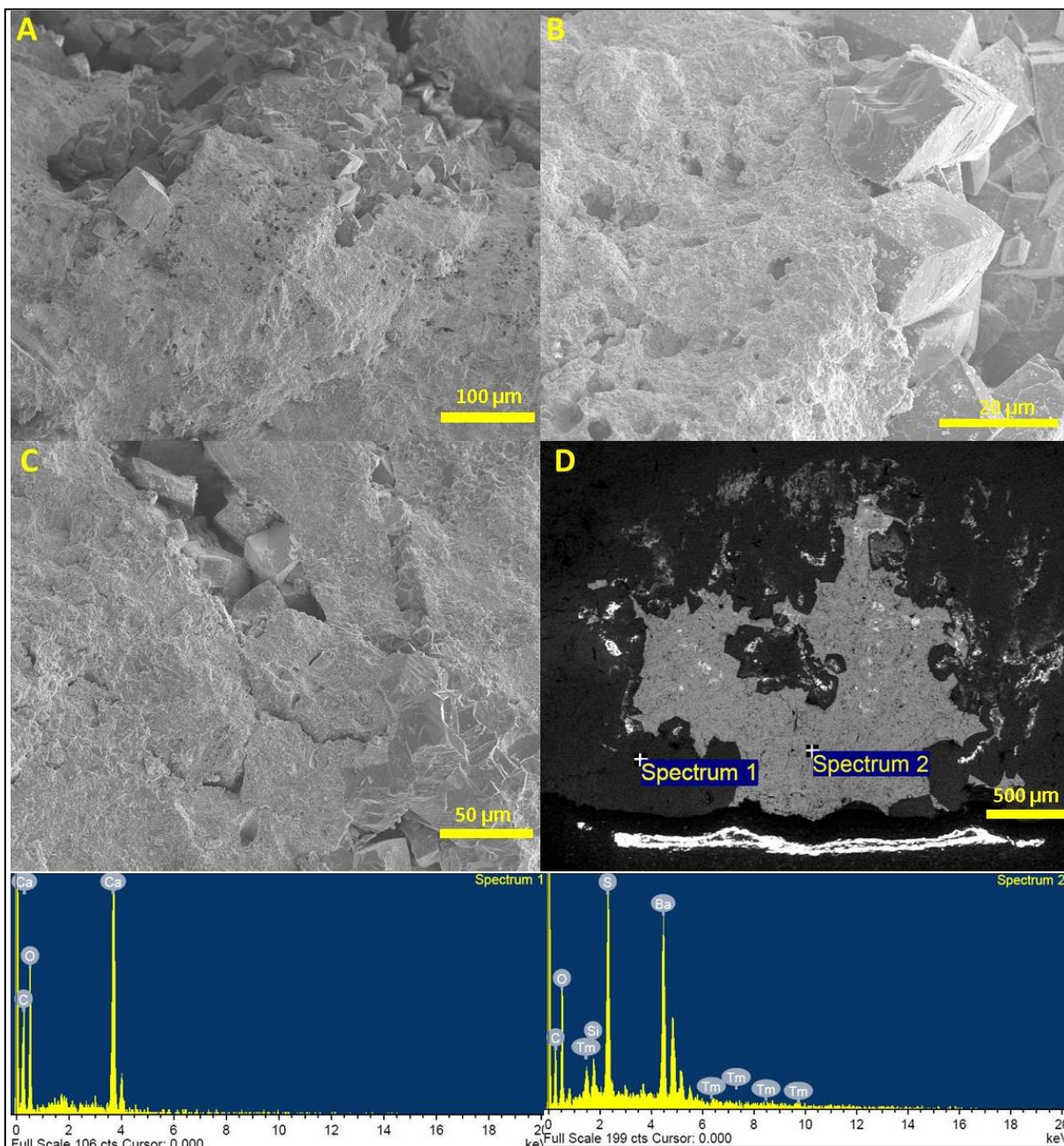
Hard Cap, providing important clues on the conditions under which the limestone was deposited. For example, the presence of pyrite, barite and other sulphides minerals may indicate an oxygen-poor and sulphur-rich environment, while the presence of iron oxide minerals may suggest an oxygen- and iron-rich environment.

Figure 103. Microscope images of a microbialite (thrombolite) visualized in Hard Cap plug sample no. 6. An overview of the phases involved in thrombolite development and early diagenesis of the lower Purbeck Limestone Group. A microbialite with irregularly shaped and dense and clotted micritic textures (thrombolite). Abundant chalcedony spherulites replace the micrite. Large irregular pores are noted within and around the microbialite, partially filled by peloids, intraclasts and different types of cement. A) Overview 1.25x uncrossed polarizers (//P) B) Overview 1.25x crossed polarizers (XP) C) Vugular pore enlarged by 5x dissolution (//P) D) Vugular pore enlarged by 5x dissolution (XP) E) Calcite crystals covering peloids 5x (//P) F) Calcite crystals covering peloids (arrow) 5x (XP).



Font: o autor, 2023.

Figure 104. Scanning electron photomicrographs of etched Hard Cap rock samples. Different cement types can be distinguished based on their colour and surface texture. (A). Overview indicating pores, and calcite cement (B) View of a microcrystalline micrite within a mesoclot calcite structure with blocky pore-filling cement crystals. (C) Internal structure containing calcite crystals. Note the contrast between fibrous cement with intracrystalline micropores and the smooth blocky pore-filling cement crystals lacking intracrystalline porosity. (D) Scanning electron micrograph of polished and etched peloid surface illustrating a dense micritic structure, with a calcite composition (Spectrum 1) Energy Dispersive X-ray (EDS) analysis, surrounded by late-stage coars, barite (Spectrum 2).



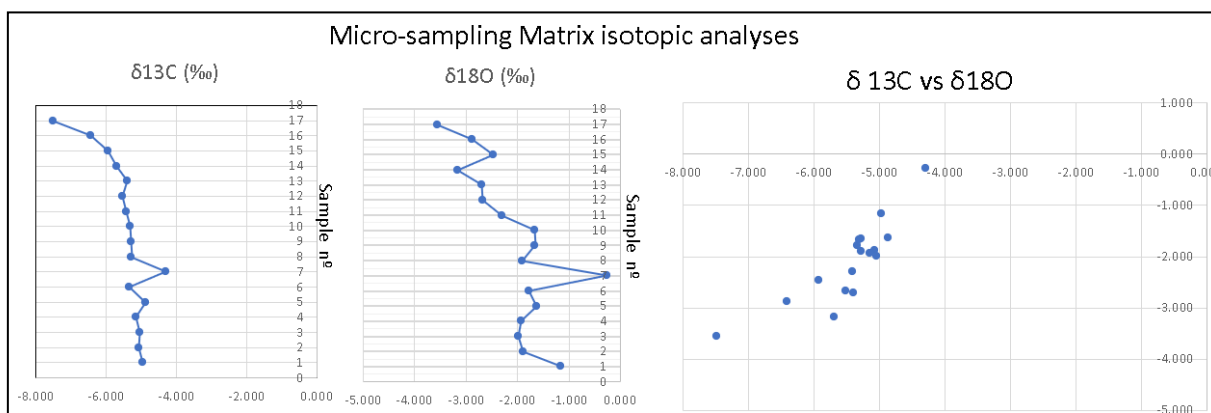
Font: o autor, 2023.

The development of the Hard Cap layer of the Lower Purbeck Group was a complex, multiphase process driven by a variety of geological and biological processes. Some uncertainty around the environmental conditions that led to thrombolite and microbialite growth, however, are noted, which could have important implications for understanding the evolution of ancient lake ecosystems. Geochemistry can provide valuable insights into these processes. In particular, stable isotope (oxygen and carbon) assessments, may reveal past lake hydrology and carbon cycle information. In addition, elemental sedimentary rock investigations may also reveal the presence of specific minerals, which may aid in identifying different sediment types and provide clues on the local depositional environment.

Whole-rock method isotopic analyses are employed to interpret the geochemical and isotopic signatures of rocks on a large scale using whole-rock samples., providing a broad overview of the isotopic composition of a given rock formation (DEMBICKI, 2017). Micro-sampling from diverse depositional and diagenetic isotopic signatures, on the other hand, is a more detailed method used for more precise interpretations of the isotopic composition of a given rock formation (BENITO et al., 2005; MELIM et al., 1995). This method involves taking small samples from different areas of a given rock formation and analysing the isotopic signatures of each individual sample.

Isotopic whole-rock analyses have been previously employed in a similar isotopic analysis of the same unit as investigated herein (BOSENCE and GALLOIS, 2022), enabling comparisons. The data indicates a similar trend for some stable isotope C and O measurements as verified for another quarry (Perryfield Quarry). Although the block employed herein is from the Bowers Quarry, similar results and a negative upwards trend were confirmed (Figure 105).

Figure 105. Matrix micro-sampling isotopic analyses. The results are expressed as δ ‰ units and presented regarding the PDB standard. The international reference standard for carbon isotopes is the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB).

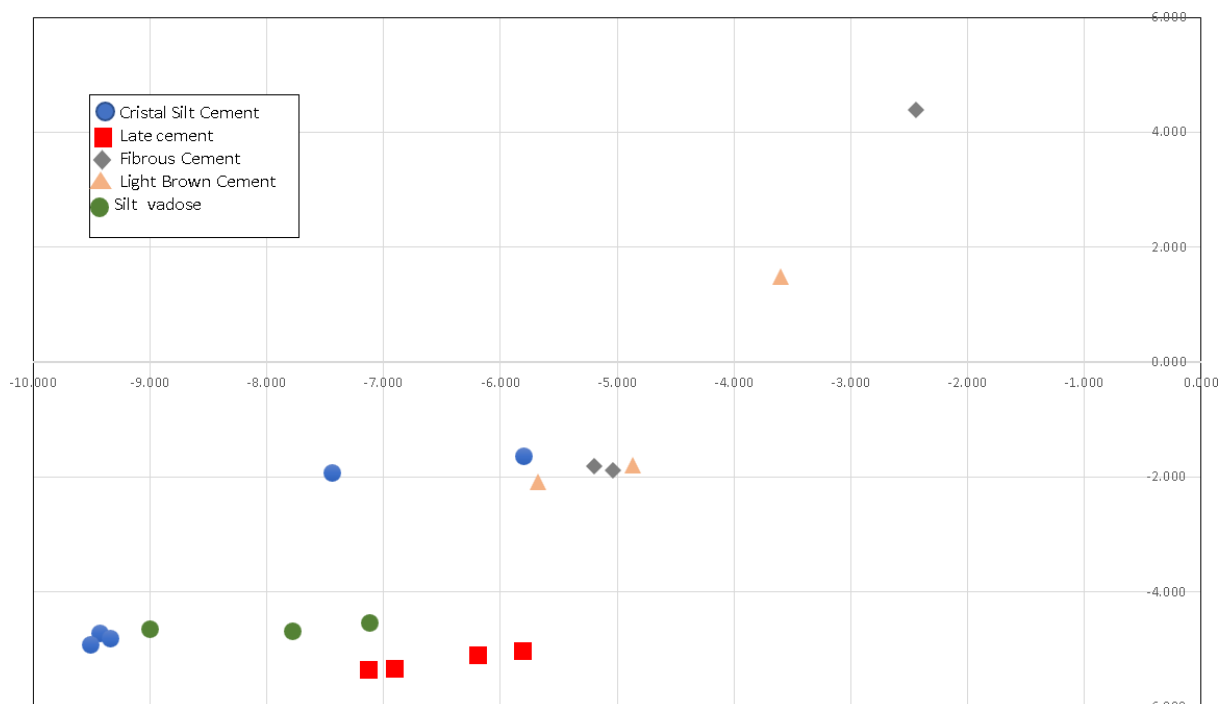


Font: o autor, 2023.

Microbialites are characteristically heterogeneous, containing highly diverse components (e.g., different types of primary micrites, bioclasts and other particles, as well as different cement types precipitated at different diagenetic stages, see the petrographic descriptions in the next section). As the samples used for isotopic analyses were obtained using the whole-rock method, they represent only an average isotopic signature of all sample components, which exhibit different isotopic signatures. Detailed micro-sampling was performed to clearly differentiate diverse depositional and diagenetic isotopic signatures (Fig. 106).

This article delves into the application of micro-sampling isotopic analyses as a means to unravel the concealed insights within various cements present in the analysed Hard Cap samples. Each distinct cement type offers invaluable information concerning the prevailing environmental conditions and diagenetic processes that transpired during the Hard Cap genesis. The meticulous examination of micro-sampling isotopic data reveals notable discrepancies between micrite and early cements in comparison to the subsequent cement phases. The former exhibits characteristics indicative of a marine or brackish water origin, while the latter unmistakably point towards meteoric influences. The precise vertical positioning of these cements within the stratigraphic sequence, however, appears to hold marginal relevance, aside from associations with differing petrography and subaerial exposures.

Figure 106. Carbon and oxygen isotope composition of the Hard Cap diagenetic phases. The results are expressed as δ ‰ units and presented regarding the PDB standard. The international reference standard for carbon isotopes is the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB).



Font: o autor, 2023.

Hard Cap elemental geochemistry also provides valuable information on the geological processes and environmental conditions during its formation, i.e., surrounding sedimentary environment, diagenetic alterations, and potential depositional sources, as well as depositional environment and subsequent diagenetic processes. A high magnesium content suggests a marine influence during deposition, while the presence of iron and manganese indicates diagenetic modifications potentially associated to early diagenesis or fluid infiltration. Trace element variability highlights the heterogeneous nature of the investigated limestone and the complexity of diagenetic overprinting.

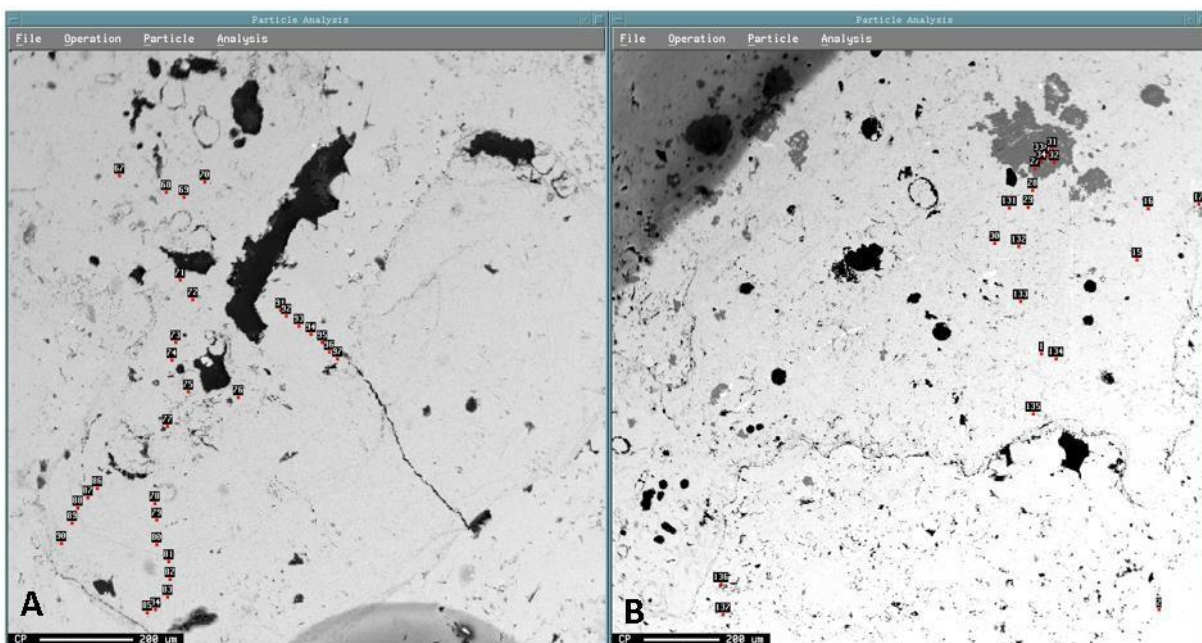
By comparing the elemental composition of the Hard Cap limestone with known source materials, potential contributors to the sedimentary system could be identified, providing insights into the provenance and transport processes that influenced Hard Cap limestone deposition, as follows:

- a) No significant amounts of Sr, Mn, and Fe were detected in analysed phases, in disagreement with the hypothesis that the early fibrous cement might contain Sr, supporting a potential aragonitic origin.

b) Thrombolite micrite and the earliest cements (laminar with filaments and fibrous) contained approximately 1% Mg and 0.2% Na, indicating that these cements are indeed early-formed and that they developed under similar thrombolite conditions, as suggested by the isotopic analysis. The presence of Mg and Na also suggests a marine influence, although further comprehensive discussion and supporting evidence are required.

c) Later cements ("cement silt" and spar) contained considerably lower Mg and Na concentrations compared to the early phases, comprising less than half the amount of Mg and Na, with significantly higher standard deviations. These findings are consistent with the precipitation of later cements during burial from meteoric waters, aligning with the isotope results.

Figure 107. Microprobe from Plugs 4 (A) & 5 (B) for limestone (wt.%)



Font: o autor, 2023.

7.2.6 Conclusions

The petrographic analysis of the Mupe Member Hard Cap sedimentary facies provided insights into the complex environment and porosity characteristics of the lower Purbeck limestone. A number of mechanisms, including primary depositional, secondary dissolution, and fracturing, are suggested as the causes for the 4% to 16% porosity levels observed in the

analyzed thin-sections. Variations in sedimentation and bioturbation processes during deposition resulted in the presence of primary porosity in the forms of interparticle, intraparticle, and moldic porosity. Diagenetic processes, such as limestone dissolving and leaching due to groundwater action, can result in secondary porosity.

A petrographic microscopy assessment demonstrated the significance of microbiolite bioturbation in understanding the intricate mechanisms resulting in limestone porosity. Numerous ostracods and gastropods were detected in sample number 10. Ostracods have been found to be able to adapt to a variety of environmental factors in the Purbeck Limestone Group, including salinity, temperature, and oxygen availability, demonstrating an extremely dynamic environment with constantly changing water depth and salinities.

Calcite and silica cement types were detected in the Mupe Member Lower Purbeck Group Hard Cap, with the former the most frequent cement type due to calcium carbonate precipitation. Intergranular Hard Cap pore spaces were filled by a fine-grained mosaic of crystals termed calcite cement, believed to have developed during burial diagenesis as a result of calcite precipitation from supersaturated pore fluids

The Hard Cap samples frequently contain calcite spherulites, it is believed to be the consequence of calcite precipitating from supersaturated pore fluids enriched in dissolved calcium carbonate.

Calcite cement was more prevalent than silica cement in the Hard Cap, the latter believed to have developed during the first diagenesis stages as a result of silica precipitating from supersaturated pore fluids. The Hard Cap thrombolites also contain chalcedonic spherulites, which take on the role of the thrombolite frameworks.

The presence of barite in Hard Cap samples is hypothesized as a consequence of salinity interacting with sulphate-rich sediments during deposition. The Hard Cap Mupe Member Lower Purbeck Limestone is thought to have formed during numerous stages and comprises meteoric-marine and meteoric fluids that altered early depositional components. The Hard Cap is formed by a variety of cements, including calcite, dolomite, iron oxide, and silica that developed as a result of diagenetic processes that, in turn, altered limestone characteristics and composition.

Eight major Hard Cap evolution stages were verified by the petrographic thin-section analysis, namely thrombolite production, dissolution and erosion, bioturbation and dissolution, micritic cement, light brown fibrous radial cement, dissolution and erosion, uplift and erosion, and weathering. Calcium carbonate precipitation in the presence of microbial mats characterized thrombolite creation. The loss of overlying silt and exposure of the limestone

layer to the elements as peloids, intraclasts of microbialite pieces, and weathering, characterized dissolution and erosion stage. As the limestone lithified, fibrous cement formed within it.

The formation of the Lower Purbeck Group's hard cap layer was a complicated, multiphase process influenced by several geological and biological events. Geochemistry can shed light on the evolution of ancient lake habitats, such as those found in the Mupe Member lower Purbeck Group's Hard Cap. Stable isotope studies, such as oxygen and carbon, can offer details about previous lake hydrology and the carbon cycle.

Isotopic data from micro-sampling demonstrates significant differences between micrite and early cements and subsequent cement phases. The former exhibits traits that indicate a marine or brackish water origin, whilst the latter indicates meteoric impacts. Aside from the link with different petrography and subaerial exposures, the precise vertical spot of these cements within the stratigraphic succession appears to be of negligible importance.

The elemental geochemistry of Hard Cap samples reveals important details concerning the geological processes and environmental circumstances that took place during its development, with sample composition revealing the surrounding depositional environment and subsequent diagenetic events. High magnesium levels indicate marine influence during deposition, whereas iron and manganese indicate diagenetic changes. Trace element concentration variability emphasizes the heterogeneous nature of the studied limestone and the complexities of diagenetic overprinting.

This article presents preliminary findings based on an elemental composition analyses of different Hard Cap limestone phases. Further research and additional data are necessary to provide a comprehensive understanding of the geochemical processes involved in the formation of these cements. Strontium, Mn, and Fe were not present in substantial proportions in the investigated phases, while about 1% Mg and 0.2% Na were detected in thrombolite micrite and the earliest cements (laminar with filaments and fibrous). Later cements exhibited significantly lower Mg and Na concentrations than the earlier phases. These findings are consistent with the precipitation of later cements from meteoric fluids after burial. Additional research and data are required to provide a complete knowledge of the geochemical processes involved in the development of these cements.

7.2.7 Acknowledgments

Special thanks are due to M. Isabel Benito from the Complutense University of Madrid (Spain), for their help in the description and interpretation of petrographic and geochemical data. The authors also thank Baker Hughes of Brazil for donating the blocks used in this research to the State University of Rio de Janeiro (UERJ). We would like to thank the UERJ Chemostratigraphy and Organic Geochemistry Laboratory (LGQM-UERJ) team for conducting the geochemistry isotopic analyses, and CAI de Ciencias de la Tierra y Arqueometría Unidad de Técnicas Geológicas Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense de Madrid team for carrying out the SEM, Microprobe and CL data

7.2.8 Declaration of Competing Interest

The authors are unaware of any conflict of interest regarding this work. The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability: The data supporting this work are available in tables and as supplementary materials.

Ethical Approval: the authors followed the ethical standards

Consent to Participate: authors have consent to participate

Consent to Publish: authors have consent to publish

7.2.9 References

AFIQ, M.S., ALI, M.E.M., NURUL AMIN, M. R. Microfacies and diagenesis characterization of the Paleozoic carbonates in the Gong Kedak area, Terengganu, Malaysia: implication towards reservoir quality. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 12(1), p. 1-17, 2019.

AHR W. Geology of carbonate reservoirs. **John Wiley & Sons**, Inc. Hoboken, 277p, 2008. <https://doi.org/10.1002/9780470370650>

ALLER, R. C.; SIMPSON, C. Thrombolites: A review. **Palaios**, v. 14(4), p. 282-288, 1999.

ANDERSON F. W. The Jurassic-Cretaceous Transition: The Non-marine Ostracod Faunas. In R. Casey R and Rawson PF (eds) **The Boreal Lower Cretaceous**, Seel House Press. Liverpool, p. 101-110., 1973. <https://wessexcoastgeology.soton.ac.uk/Purbeck-Bibliography.htm>

ANDERSON F. W., BAZLEY RAB. The Purbeck beds of the Weald (England). **Bulletin of the Geological Survey of Great Britain**, v. 34, p. 1-173, 1971. <https://wessexcoastgeology.soton.ac.uk/Purbeck-Bibliography.htm>

ANSAH, C. C., FATOYE, F. B., ASIEDU, D. K., NYAME, F. K. Permian Deep-sea Carbonate Succession and Reservoir Characterization-An Example from the Saltpond Field in the Central of Tano Basin (Ghana). **Journal of African Earth Sciences**, v. 109, p. 37-48, 2015.

ARISOY, S.; INAN, S. Pore investigation of the Kucukcekmece Limestone Unit, Istanbul, Turkey. **Carbonates and Evaporites**, v. 28(2), p. 203-215, 2013.

ARMSTRONG, R.T., MCCLURE, J.E.; VOGLER, D.R. Measurement of rock permeability using X-ray microtomography. **Geophysical Research Letters**, v. 33(24), L24405, 2006. <https://doi.org/10.1029/2006GL028242>

BATE, R. H.; ROBINSON, E. Ostracoda from the Purbeck Limestone Group (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) of Dorset, southern England. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*. **Geology**, v. 46(3), p. 155-253, 1990.

BATTEN D. J. Palaeoenvironmental setting of the Purbeck Limestone Group. **Special Papers in Palaeontology**, v. 68, p. 13–20, 2002. <https://www.gbv.de/dms/goettingen/358504171.pdf>

BENITO M. I, LOHMANN K.C, RAMÓN MAS J. Late Jurassic Paleogeography and Paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: Constraints from Diagenetic Records in Reefal and Continental Carbonates. **Journal of Sedimentary Research**, v.75 (1), p. 82–96, 2005. [doi: https://doi.org/10.2110/jsr.2005.008](https://doi.org/10.2110/jsr.2005.008)

BOOMER, I., HORNE, D.; SLIPPER, I. The Use of Ostracods in Palaeoenvironmental Studies, or What can you do with an Ostracod Shell? *The Paleontological Society Papers*, v. 9, p. 153-180, 2003. <https://doi.org/10.1017/S1089332600002199>

BOSENCE D. W. J. Portland and Purbeck formations of the isle of Portland. In **4th Symposium on Fossil Algae**. Excursions Guide, Cardiff. 1987.

BOSENCE, D.; GALLOIS, A. How do thrombolites form? Mul-tiphase construction of lacustrine microbialites, Purbeck lime-stone group, (Jurassic), Dorset, UK. **Sedimentology**, v. 69, p. 914–953, 2022. <https://doi.org/10.1111/sed.12933>

BOWERS Q. The Encyclopaedia of Portland History. Available at: <https://portlandhistory.co.uk/bowers-quarry.html#:~:text=Bowers%20Quarry%20is%20an%20active,operations%20commencing%20in%20October%202002>.

BRAY, M.J., HOWE, J.A., JONES, M.J.; WILBY, P.R. The tectonic and depositional setting of the Purbeck Group, Dorset, UK. In **Tectonic of sedimentary basins: recent advances**. Blackwell Science, p. 431-448, 2000.

BRITANNICA, The Editors of Encyclopaedia. "geologic time". **Encyclopedia Britannica**. 2022. <https://www.britannica.com/science/geologic-time>. Accessed 14 January 2023.

BUTLER, M. B. “The geological history of the southern Wessex Basin — a review of new information from oil exploration.” **Geological Society**, London, Special Publications v. 133, p. 67 – 86, 1998. doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.133.01.04

CAPEZZUOLI, E., DELLA PORTA, G., ROGERSON, M.; TAGLIASACCHI, E. Non-marine carbonate: Wherefore art thou?. *Depositional Rec*, v. 8: p. 4-8, 2022. doi.org/10.1002/dep2.170

CAPEZZUOLI, E; SWENNEN R. **Non-marine carbonates: A multidisciplinary approach.** *Quaternary International*, v. 437, p. 1-3, 2017. doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.005

CHOQUETTE P. W.; PRAY L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, v. 54, 1970. doi.org/10.1306/5d25c98b-16c1-11d7-8645000102c1865d

CLEMENTS, R. G. Type section of the Purbeck Limestone Group, Durlston Bay, Swanage, Dorset. In: **Proceedings of the Dorset Natural History and Archaeological Society**, 114 (for 1992), p.181–206, 1993.

COIMBRA, J. C.; MARTILL, D. M. Ostracods from the Purbeck Group (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) of England. *Zootaxa*, v. 4577(1), p. 1-55, 2019.

COPE, J. C. W., INGHAM, J. K. & RAWSON, P. F. **Atlas of Paleogeography and Lithofacies.** Geological Society Memoir no. 13. First published 1992; London, Bath: Geological Society of London. *Geological Magazine*, v. 137(4), p. 463-479, 1999. doi.org/10.1017/S0016756800354413

CORAM R.A., RADLEY J. D. Revisiting climate change and palaeoenvironments in the Purbeck Limestone Group (Tithonian – Berriasian) of Durlston Bay, southern UK, *Proceedings of the Geologists, Proceedings of the Geologists' Association*, v. 132, p. 392-404, 2021. doi.org/10.1016/j.pgeola.2021.03.001

DAVIES SJ, ELLIOTT T. Spectral gamma ray characterization of high-resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluviodeltaic systems, County Clare, Ireland. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 104(1), p. 25-35, 1996. doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.104.01.03

DEMBICKI, H. *Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production*, Second Edition, **Elsevier**. 2017. doi.org/10.1016/C2014-0-03244-3

DINGLE, R. V. Ostracoda of the Purbeck Limestone Group, England. **Special Papers in Palaeontology**, v. 46, p. 1-128, 1992.

DUNHAM, R.J. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W.E., Ed., **Classification of Carbonate Rocks**, AAPG, Tulsa, p. 108-121, 1962. doi.org/10.1306/M1357

DYPVIK H, ERIKSENF DØ. Natural radioactivity of clastic sediments and the contributions of U, Th and K. **Journal of Petroleum Geology**, v. 5(4), p. 409-416, 1983. doi.org/10.1111/j.1747-5457.1983.tb00592.x

EBERLI G, BAECHLE G, ANSELMETI F, INCZE M. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. **The Leading Edge**, v. 22(7), p. 654-660, 2003. doi.org/10.1190/1.1599691

EHRENBERG SN, SVÄNÅ TA. Use of Spectral Gamma-Ray Signature to Interpret Stratigraphic Surfaces in Carbonate Strata: An Example from the Finnmark Carbonate Platform (Carboniferous-Permian), Barents Sea. **AAPG Bulletin**, v. 85 (2), p. 295–308, 2001. doi.org/10.1306/8626C7C1-173B-11D7-8645000102C1865D

EMERSON D. **Pyrite – the firestone**, Preview, v. 2019:203, p. 52-64, 2019. doi.org/10.1080/14432471.2019.1696247

EYONG J. K., GABRIEL N., OLIVE M. C., JACQUELINE N. A, MOISE B, WIGNALL P, BEST J. Sedimentary Pyrite in Carbonaceous Shales of the Mamfe Cretaceous Basin, SW Cameroon: Morphologies, Composition, Pyrite Framboid Size Frequency Distribution, and Formation Pathways. **Journal of African Earth Sciences**, v. 188, p. 104465, 2022. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104465

FERTL W.H., RIEKE I.I.I. H.H. Gamma ray spectral evaluation techniques identify fractured shale reservoirs and source-rock characteristics. **Journal of Petroleum Technology**, v. 32(11), p. 2053-2062, 1980. doi.org/10.2118/8454-PA

FLÜGEL E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. 2nd ed. **Springer-Verlag**, Berlin, p. 976, 2010. doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2

FOLK R.L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publishing Co, 182p, 1974. <http://hdl.handle.net/2152/22930>

FOLK R.L. Practical petrographic classification of limestones. **AAPG Bull**, v. 43(1), p. 1-38, 1959. doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D

FOLK R.L. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham WE (ed) **Classification of carbonate Rocks-A Symposium: AAPG Memoir 1**, p. 62-84, 1962. doi.org/10.1306/M1357

FRANCIS J. **The fossil forests of the basal Purbeck formation (upper Jurassic) of Dorset, Southern England. Palaeobotanical and paleoenvironmental investigations** (PhD Thesis, University of Southampton). 1982.

FRANCIS J. The seasonal environment of the Purbeck (Upper Jurassic) fossil forests. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 48, p. 285–307, 1984. [doi.org/10.1016/0031-0182\(84\)90049-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(84)90049-X)

GALLOIS A, BOSENCE D. **Syn-rift lacustrine carbonates; cycles, microbial mounds, and brackish to hypersaline facies models**. Purbeck group, Wessex basin, UK. Analogues for South Atlantic Pre-salt carbonates? Conference on African E&P, 31st august- 1st September, London UK, 2017.

GALLOIS A, BOSENCE, D, BURGESS PM. Brackish to hypersaline facies in lacustrine carbonates: Purbeck limestone group, Upper Jurassic–Lower Cretaceous, Wessex basin, Dorset, UK. **Facies**, v. 64(12), p. 1-39, 2018. doi.org/10.1007/s10347-018-0525-4

GALLOIS A. **Late Jurassic lacustrine carbonates: a multi-scale analysis of the Mupe member (Purbeck limestone group) of the Wessex basin, UK.** PhD Thesis, University of London. 2016.

GALLOIS, R. W., AND GALLOIS, R. F. The stratigraphy and diagenesis of the Lower Purbeck Limestone Group (Jurassic) of southern England. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 108(1), p. 35-54, 1997.

GROTZINGER, J. P.; KNOLL, A. H. Stromatolites in Precambrian Carbonates: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 27(1), p. 313–358, 1999. doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.313

GUOLI W., XIAOBO S., YONG L., XIANWU M., KE L. Accumulation characteristics and exploration prospects of the 4th member of Leikoupo Formation in the western Sichuan Basin, China, **Journal of Natural Gas Geoscience**, v. 7, Issue 4, p. 199-210, 2022. doi.org/10.1016/j.jnggs.2022.08.004

HAN T., JIANYONG Z., YONGGUANG X., WENZHENG L, HAO Z. Reservoir characteristics and forming conditions for the Middle Triassic Leikoupo Formation in the western Sichuan Basin, China, **Journal of Natural Gas Geoscience**, v. 4, Issue 2, p. 101-110, 2019. doi.org/10.1016/j.jnggs.2019.04.001

HANOR J. S.; BARITE–CELESTINE. Geochemistry and Environments of Formation. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 40 (1), p. 193 - 275, 2000. doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4

HASSAN M, HOSSIN A, COMBAZ A. **Fundamentals of The Differential Gamma Ray Log - Interpretation Technique.** Paper presented at the SPWLA 17th Annual Logging Symposium, OnePetro, Denver, Colorado, 1976.

HAWKES, P.W., FRASER, A.J.; AMP; EINCHCOMB, C.C.G. The tectono-stratigraphic development and exploration history of the Weald and Wessex basins, southern England, UK. In: Underhill, J.R. (ed.) **The development, evolution and petroleum geology of the Wessex Basin.** Geological Society, London, Special Publications, v. 133, p. 39-66, 1998. doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.133.01.03

HE, L., XIE, R., ZENG, F., WANG, J., ZHANG, Y.; LI, C. Porosity and permeability variations in limestones with different cements: A case study of the Lower Cretaceous Longjing Formation, northeast China. **Marine and Petroleum Geology**, v. 104, p. 17-26, 2019.

HOLMES, J. Future Trends and Goals in Ostracode Research. **The Paleontological Society Papers**, v. 9, p. 275-290, 2003. doi.org/10.1017/S1089332600002254

HORNE DJ, COHEN A, MARTENS. **Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda.** Washington DC. American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, v. 131, p. 5-36p, 2002. doi.org/10.1029/131GM02

HORNE, D. J. Purbeck - Wealden, **Ostracods in British Stratigraphy**, J. E. Whittaker, M. B. Hart. 2009. doi.org/10.1144/TMS003.12

HUANG, YF., BOND, D.P.G., WANG, YB. et al. Early Triassic microbialites from the Changxing Region of Zhejiang Province, South China. *J. Palaeogeogr.* 8, 22, 2019. doi.org/10.1186/s42501-019-0039-1

JONES, B, & RENAUT, R W. **Noncrystallographic calcite dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya.** United States: N. p., 1995.

KENNARD J. M, JAMES N. Thrombolites and stromatolites; two distinct types of microbial structures. *Palaios.* v.1 (5) p. 492–503, 1986. doi.org/10.2307/3514631

KIRKHAM A., TUCKER M. E. Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): Context, fabrics and origins, *Sedimentary Geology*, v. 374, p. 69-84, 2018. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.002

KLAJA J., DUDEK L. Geological interpretation of spectral gamma ray (SGR) logging in selected boreholes. *Nafta Gaz*, v. 72(1), p. 3–14, 2016. doi.org/10.18668/NG2016.01.01

LAKE S.D. **The structure and evolution of the Wessex basin.** PhD Thesis, Durham University. 1985.

LIU, L., DONG, Z.; CAO, H. Imaging the internal microstructure of thrombolites using micro-CT scanning. *Journal of Paleontology*, v. 91(4), p. 774-785, 2017. doi.org/10.1017/jpa.2017.6

LUCIA, F. J. Carbonate reservoir characterization: an integrated approach. **Springer Science & Business Media.** 1999. doi.org/10.1007/978-3-662-03985-4

LUCZAJ J. A. Regional and stratigraphic distribution of uranium in the Lower Permian Chase Group carbonates of southwest Kansas. *The Log Analyst.* v. 39(04), 1998.

MAHMOUD, M. S., ABDULLAH, W. H., ALASADY, A. H., & IBRAHIM, A. H. Stratigraphic and structural controls on the formation of Jurassic carbonates reservoirs in the Northern Bahrain Arch, Gulf of Bahrain. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 175, p. 744-759, 2019.

MARTILL, D. M. Ostracods and palaeoenvironments of the Purbeck Limestone Group (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), southern England. *Journal of the Geological Society*, v. 147(5), p. 791-804, 1990.

MARTILL, D. M. Ostracods from the Purbeck Beds (Upper Jurassic) of Dorset. *Palaeontology*, v. 29(2), p. 229-249, 1986.

MCCREA J. M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, v. 18(6), p. 849-857, 1950. doi.org/10.1063/1.1747785

MELIM L. A, SWART P. K, MALIVA R. G. Meteoric-like fabrics forming in marine waters: Implications for the use of petrography to identify diagenetic environments. *Geology*. v.23 (8), p. 755–758, 1995. [doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0755:MLFFIM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0755:MLFFIM>2.3.CO;2)

MENKE, H.P., MAES, J.; GEIGER, S. Upscaling the porosity–permeability relationship of a microporous carbonate for Darcy-scale flow with machine learning. **Sci Rep**, v. 11, p. 2625, 2021. doi.org/10.1038/s41598-021-82029-2

MILNER A.R.; BATTEN D.J. Life and Environments in Purbeck Times. **Special Papers in Palaeontology**, v. 68, p. 1-268, 2002.

MOORLOCK, B.S.P., WORSSAM, B.C. Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck beds of Dorset, England: **Journal of Sedimentary Research**, v. 71, no. 1, p. 143-150, 2001.

MUNIZ M.C., BOSENCE D.W.J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. Geological Society, London, **Special Publications**, v. 418(1), p. 221-242, 2015. doi.org/10.1144/sp418.10

NORTH C.P., BOERING M. Spectral Gamma-Ray Logging for Facies Discrimination in Mixed Fluvial-Eolian Successions: A Cautionary Tale. **AAPG Bulletin**, v. 83(1), p.155-169, 1999.

PAGE, D.G., JONES, M.J. & BRAY, M.J. Microbial lacustrine carbonates of the Purbeck Limestone Group, Dorset, UK: evidence for tectonic influence. **Sedimentary Geology**, v. 226(1-2), p.39-51, 2010.

PERRY E.C. Freshwater tufa stromatolites in the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic), Isle of Portland, Dorset. **Geological Journal**, v. 29(2), p. 119-135, 1994. doi.org/10.1002/gj.3350290203

PUGH, M. E. Algae from the Lower Purbeck Limestones of Dorset. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 79(4), p. 513–523, 1968. [doi.org/10.1016/S0016-7878\(68\)80018-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(68)80018-5)

QUIJADA I. E., BENITO M. I., SUAREZ-GONZALEZ P., RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ M., CAMPOS-SOTO S. Challenges to carbonate-evaporite peritidal facies models and cycles: Insights from Lower Cretaceous stromatolite-bearing deposits (Oncala Group, N Spain), **Sedimentary Geology**, v. 408, p. 105752, 2020. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105752

RAZA, M. S., REZAEI, R.; AREZOO, T. Quantitative evaluation of the primary porosity preservation potential of diagenetic facies in the Lower Cretaceous Gurpi Formation, Zigana Mountains, Northeast Turkey. **Korean Journal of Geology**, v. 56(1), p. 85-101, 2020.

REID, R., VISSCHER, P., DECHO, A. et al. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. **Nature**, v. 406, p. 989–992, 2000. doi.org/10.1038/35023158

REID, R.P., 2001. **Thrombolites: microbially mediated sedimentary structures**. Part of the Encyclopedia of Earth Sciences Series book series (EESS). doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_196

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sedimentology**, v. 47, p. 179–214, 2000. doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x

RIDING, R. Microbialites, Stromatolites, and Thrombolites. In: Reitner, J., Thiel, V. (eds) **Encyclopedia of Geobiology**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, 2011. doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_196

RODRIGUES R. Chemostratigraphy. In: Koutsoukos, EAM (ed) Applied Stratigraphy. Springer, Dordrecht, The Netherlands. Topics in Geobiology, v. 23, p. 165–178, 2005. doi.org/10.1007/1-4020-2763-X_8

RUECKEL J., STOCKMAR M.S., PFEUFFER F., HERZEN J. Spatial resolution characterization of a x-ray microct system. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 94, p. 230–234, 2014. doi.org/10.1016/j.apradiso.2014.08.014

SCHELBLE, R. T., POPA, R., DOUGLAS, S., & NEALSON, K. H. Pyrite framboids: A possible biosignature for the study of ancient sediments. **AGU Fall Meeting Abstracts**. Vol. 2003.

SCHOLLE PA., ULMER-SCHOLLE DS. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, texture, porosity and diagenesis. Oklahoma: AAPG Memoir, v. 77, p. 459, 2003. doi.org/10.1306/M77973

SERRA, O. Natural Gamma-Ray Spectrometry Developments in Petroleum Science, **Elsevier**, v. 15, p. 113-134, 1984. [doi.org/10.1016/S0376-7361\(08\)70421-7](https://doi.org/10.1016/S0376-7361(08)70421-7)

SINGHAL A., GRANDE J.C., ZHOU Y. Micro/nano-CT for visualization of internal structures. **Microscopy Today**, v. 21(2), p. 16–22, 2013. doi.org/10.1017/S1551929513000035

SMITH, A. B., AND HART, M. B. Ostracod biostratigraphy and palaeoecology of the Purbeck Limestone Group, southern England. **Geological Magazine**, v. 132, p. 21-31, 1995.

SMITH, A. B., AND SMITH, A. G. Ostracod palaeoecology of the Purbeck Limestone Group, southern England. Palaeogeography, Palaeoclimatology, **Palaeoecology**, v. 84, p. 97-121, 1991.

SUAREZ-GONZALEZ, PABLO, ET AL. ‘Trapping and binding’: A review of the factors controlling the development of fossil agglutinated microbialites and their distribution in space and time. **Earth-Science Reviews**, v. 194, p. 182-215, 2019.

SUITS, N.S., AND R.T. WILKIN. Pyrite formation in the water column and sediments of a meromictic lake. **Geology**, v. 26 (12), p. 1099–1102, 1998.

TUCKER M.E., WRIGHT V.P. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific publications, Massachusetts, 252p, 1990. doi.org/10.1002/9781444314175

UNDERHILL J.R. Evidence for structural controls on the deposition of the Late Jurassic–Early Cretaceous Purbeck limestone group, Dorset, southern England. In: Milner AR, Batten DJ (eds) **Life and environments in Purbeck times**. Spec Paper Palaeontol. Palaeontological Association London, v. 68, p. 21–40, 2002.

UNDERHILL J.R., STONELEY R. Introduction to the development, evolution and petroleum geology of the Wessex basin. **Geological Society**, London, Spec Publ 133:1–18, 1998. doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.133.01.01

WANG Y, JIANG W, LIU H, LIU B, ZHENG H, SONG X, WANG Q, WANG W, LI Y. Sedimentary and Diagenetic Features and Their Impacts on Microbial Carbonate Reservoirs in the Fourth Member of the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. **Energies**, v. 13(9):2293, 2020. doi.org/10.3390/en13092293

WANG, Y., SHI, K.; LIU, B. Sedimentary structures of microbial carbonates in the fourth member of the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. **Scientific Reports**, v. 13, n. 1, p. 2300, 2023.

WEBSTER T. **Observations on the Purbeck and Portland Beds**. Trans Geol Soc Lond, v. 1, p. 37–44, 1826. doi.org/10.1144/transgslb.2.1.37

WEST I.M. Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck formation (Upper Jurassic) of Dorset. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 86, p. 205–225, 1975. [doi.org/10.1016/s0016-7878\(75\)80101-5](https://doi.org/10.1016/s0016-7878(75)80101-5)

WEST, I.M. **Purbeck formation - facies and palaeoenvironments**. Version 2, 2013. Accessed on: <http://www.southampton.ac.uk/~imw/purbfac.htm>

WESTHEAD R.K., MATHER A.E. An updated lithostratigraphy for the Purbeck limestone group in the Dorset type-area. **Proceedings of the Geologists' Association**, 107(2):117–128, 1996. [doi.org/10.1016/S0016-7878\(96\)80005-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(96)80005-8)

WILKIN, R.T., AND H.L. BARNES. Formation processes of framboidal pyrite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61 (2), p. 323–339, 1997.

WILKIN, R.T., H.L. BARNES, AND S.L. BRANTLEY. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 60 (20), p. 3897–3912, 1996.

WILKINSON, I. P. Diagenesis of carbonate rocks. **Elsevier**. 2013.

WIMBLEDON W.A., HUNT C.O. The Portland–Purbeck junction (Portlandian-Berriasian) in the Weald, and correlation of latest Jurassic–early Cretaceous rocks in southern England. **Geological Magazine**, v. 120 (3), p. 267–80, 1983. doi.org/10.1017/S0016756800025450

WOODWARD, H.B. **The Jurassic Rocks of Britain**. Volume V. The Middle and Upper Oolitic Rocks of England (Yorkshire Excepted). 1895.

ZIEGLER P.A. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell International Petroleum. Mijdrecht: p. 239, 1990.

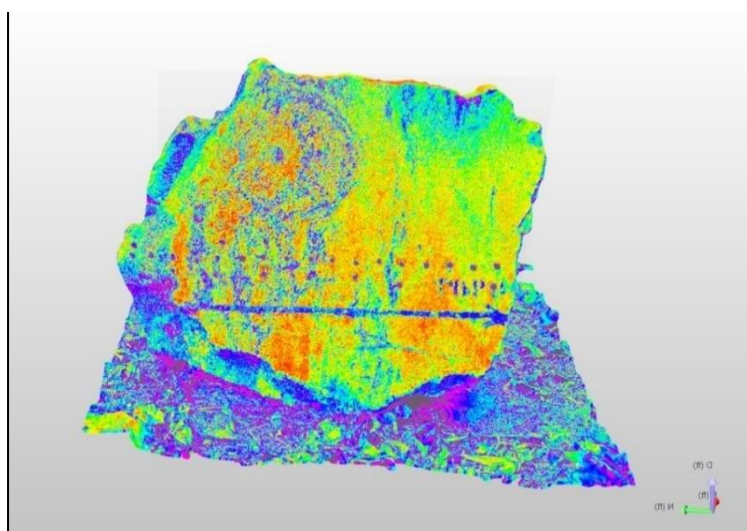
8 RESULTADOS COMPLEMENTARES: ANÁLISES ADICIONAIS E ACHADOS RELEVANTES

Este subcapítulo abrange resultados que são relevantes para a pesquisa, mas que não foram abordados diretamente nos artigos submetidos

8.1 Escaneamento LiDAR (Light Detection and Ranging)

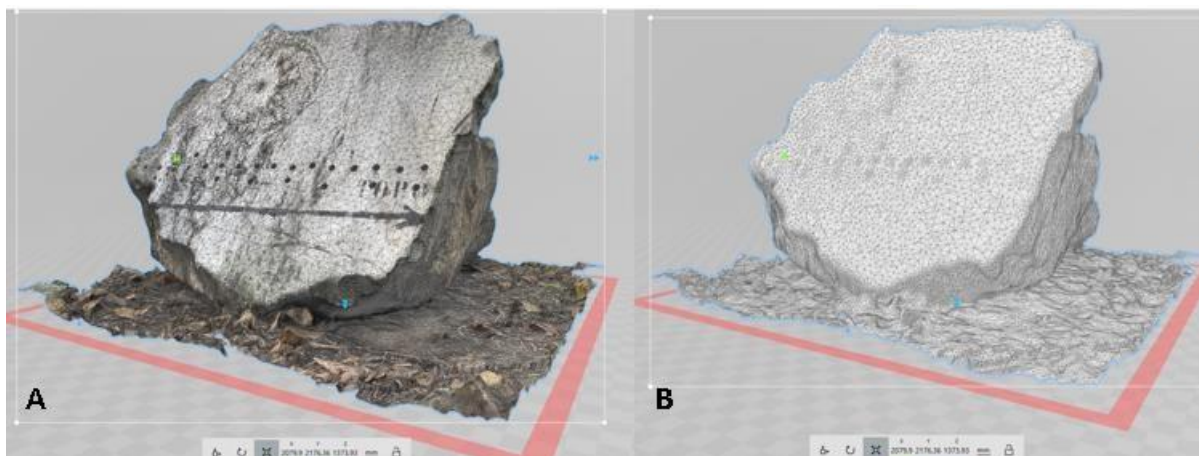
Com o objetivo de auxiliar a interpretação foi efetuado um escanemamento digital tridimensional do bloco utilizando laser, também conhecido como Light Detection and Ranging (LiDAR). O escaneamento LiDAR ofereceu a capacidade de coletar dados em alta resolução do bloco estudado (Figura 109), incluindo informações faciologicas e detalhes texturais, que são cruciais para a caracterização dos carbonatos. Além disso, a tecnologia LiDAR permitiu a geração de modelos digitais tridimensionais preciso do bloco (Figura 108), facilitando a análise sedimentologica, a interpretação de feições microbiais e a identificação de padrões espaciais em diferentes escalas. Combinando dados do LiDAR com análises geoquímicas e petrográficas, é possível obter uma compreensão mais completa do bloco estudado e dos processos envolvidos em sua formação.

Figura 108. Modelo digital tridimensionais preciso do bloco apartir dos dados do escaneamento LiDAR.



Fonte: O autor, 2021

Figura 109. (A) Dados brutos mostrando a nuvem de pontos de alta definição (LiDAR). (B) mesma visualização de (A) após a remoção da textura de imagem com nuvem de pontos com contornos de blocos e feições



Fonte: O autor, 2021

Descrição macroscopia detalhada dos dados utilizando escaneamento LiDAR: Calcário constituído por carbonato de cálcio, que se caracteriza por laminações irregulares e porosidade fenestral. Níveis maciços e com aparência de crosta encontram-se associados. Feições de compactação e deformação sindeposicional são observadas. Em algumas partes do bloco foram identificadas, localmente, estruturas com aparência arborescente, submétricos, com crescimento diferenciado da sucessão de laminações subparalelas. Níveis de grainstone intraclástico, oriundos de fragmentos retrabalhados, são identificados. A porosidade presente no bloco pode ser classificada como dos tipos fenestral e growth framework, de natureza primária e associada ao crescimento das estruturas reconhecidas. Além destas, porosidades secundárias geradas por dissolução (vugular) são frequentes. Os vugs não apresentam distribuição e tamanhos regulares, apresentam baixo índice de conectividade, embora, muitos ocorram preferencialmente impostos sobre a porosidade primária. Nos poros é comum o crescimento de cristais milimétricos de calcita, bem formados, sendo a forma prismática (dente-de-cão) a mais comum. Em alguns níveis o crescimento destes cristais de calcita é intenso e pode acarretar redução significativa da porosidade.

8.2 Microsonda eletrônica (electron microprobe analysis - EPMA)

Conforme já mencionado anteriormente, os resultados obtidos a partir da interpretação dos dados da Microsonda eletrônica resultaram no artigo intitulado: *“Porosity origin and paleocontrols in the Mupe Member Hard Cap from the Lower Purbeck Limestone Group, Wessex Basin, Dorset, UK”*. O artigo submetido está ilustrado no Anexo B, e os dados provenientes são apresentados na sua íntegra no Apêndice C.

Foram definidas as lâminas delgadas provenientes dos Plugs 4 e 5 para análise de microsonda. O material analisado mostra variações substanciais na composição em suas várias microestruturas internas durante as microanálises composicionais. Então, nas camadas mais finas, onde a imagem eletrônica é mais escurecida, o magnésio predomina e o cálcio tem baixa concentração. As concentrações de cálcio são maiores que as de magnésio nos intervalos mais espessos.

Os dados da microsonda indicam a presença de Mg, mas não o suficiente para ser Calcita Magnésiana (High-magnesium calcite – HMC).

Em nenhuma das fases analisadas existem quantidades significativas de Sr, Mn e Fe. Esperava-se que houvesse algum Sr no cimento fibroso inicial, o que sustentaria que poderia ser de origem aragonítica, mas não ocorreu.

A concentração constante e baixa do elemento estrôncio pode ser atribuídas à incompatibilidade espacial da rede cristalina da mineral calcita em termos de tamanho do raio iônico. Isso pode ser atribuído ao fato de que a mineral calcita é mais compatível com a estrutura da aragonita (Deer et al., 1992).

A micrita nas fácies microbiais e os cimentos mais antigos (laminados com filamentos e fibrosos) continham aproximadamente 1% de Mg e 0,2% de Na, indicando que esses cimentos são de fato formados precocemente e que se desenvolveram em condições semelhantes aos dos trombólito, conforme sugerido pela análise isotópica. A presença de Mg e Na também sugere uma influência marinha, embora sejam necessárias mais discussões abrangentes e evidências de apoio.

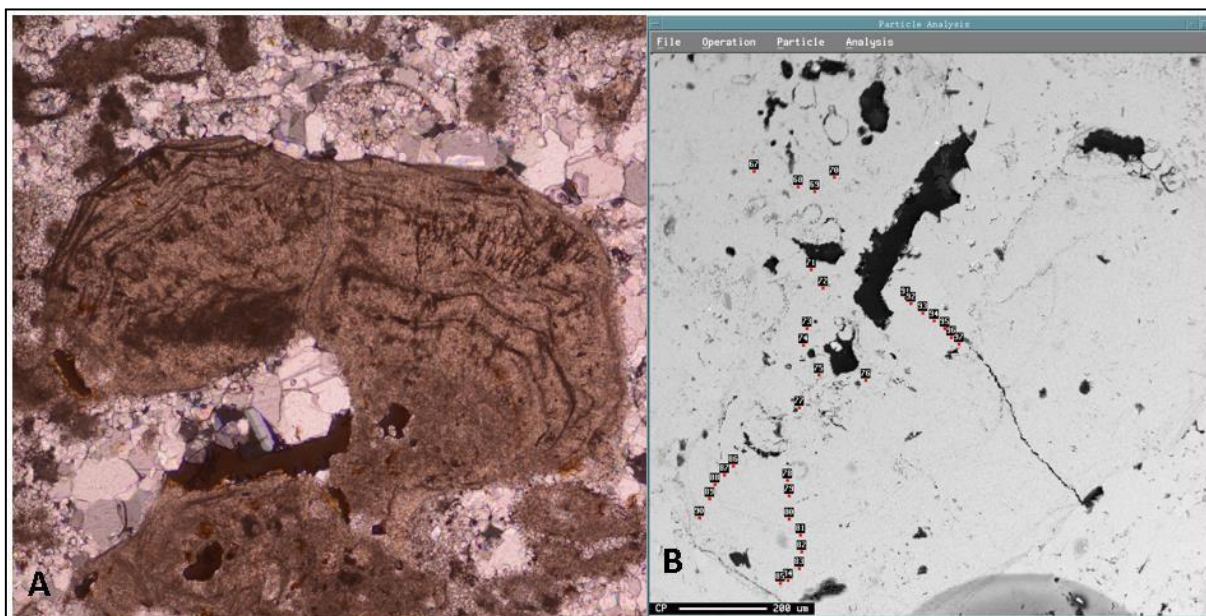
Os cimentos posteriores ("silte de cimento" e spar) continham concentrações de Mg e Na consideravelmente mais baixas em comparação com as fases iniciais, compreendendo menos da metade da quantidade de Mg e Na, com desvios padrão significativamente maiores. Essas descobertas são consistentes com a precipitação de cimentos posteriores durante o soterramento de águas meteóricas, alinhando-se com os resultados dos isótopos.

Ao fazer mapeamentos composicionais, é importante lembrar que todos os elementos mapeados exibirão poros não preenchidos na cor preta. Isso se deve ao fato de que nenhum outro material pode ser medido nessas condições além do vidro da lâmina e/ou a resina utilizada para fazer o mapeamento.

Tabela 8. Composição química Média de todas as gerações de cimento observadas nas microfácies nas lâminas delgadas provenientes dos plugs 4 e 5. Resultados obtidos com a microsonda eletrônica (EPMA).
CONCENTRAÇÃO (Mol % carbonato).

Petrografia	SrCO₃	MgCO₃	FeCO₃	MnCO₃	CaCO₃	Na₂CO₃
Micrita	0.020	0.970	0.049	0.072	98.694	0.196
Cimento Laminado	0.011	0.939	0.048	0.065	98.727	0.210
Cement Silt	0.050	0.079	0.026	0.059	99.698	0.088
Cimento	0.027	0.442	0.018	0.049	99.369	0.095
Cimento Fibroso	0.020	1.100	0.041	0.047	98.604	0.188

Figura 110. (A) - Fotomicrografia da lâmina proveniente do Plug 4 com estruturas laminares bem definidas para regiões mais trombolíticas. As microanálises foram realizadas nos pontos marcados com quadrados na Imagem eletrônica (B) com marcações em vermelho para visualização dos pontos bombardeados pelo feixe eletrônico.



Fonte: O autor, 2022

8.3 Difração de Raios-X

Amostras de rocha dos 17 plugs foram coletadas e preparadas para análise por difração de raio X. O experimento foi conduzido em um difratômetro de raios X, seguindo os procedimentos padrão, conforme metodologia descrita no capítulo 4.

Inicialmente a quantificação mineralógica obtidas por DRX foram interpretados como Calcita magnesiana (bastante predominante) e quartzo. Porém durante uma análise mais detalhada, observou-se um shift inesperado na curva de quartzo, que é um dos minerais comumente presentes em rochas carbonáticas. Esse deslocamento indicou a possibilidade de alguma alteração estrutural ou presença de impurezas na amostra. Para confirmar a origem do shift e garantir a confiabilidade dos resultados, foi necessário proceder à recalibração dos difratômetros.

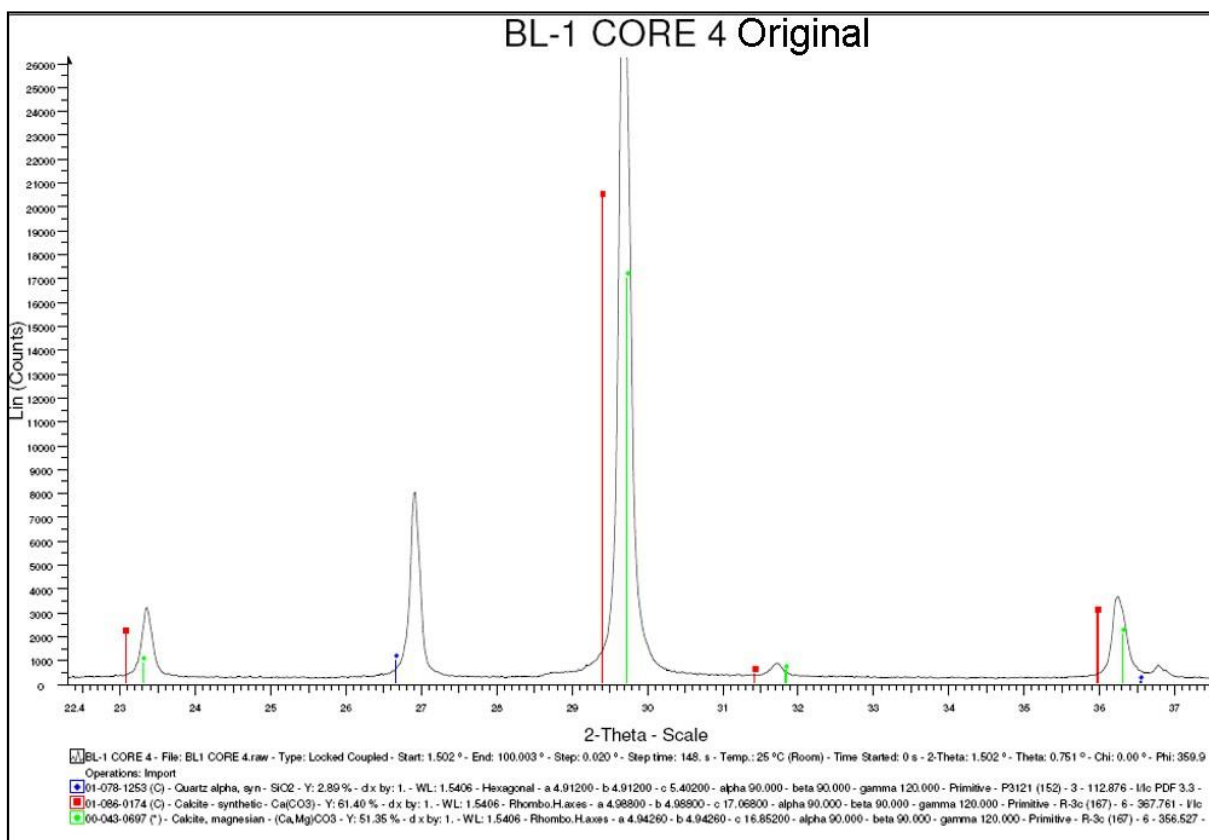
A recalibração dos difratômetros foi realizada por meio da utilização de padrões de referência de quartzo comprovadamente certificados. Esses padrões foram cuidadosamente

preparados e submetidos às mesmas condições experimentais da amostra. Os ângulos de difração foram medidos, comparados com os valores esperados e ajustados para obter uma calibração precisa.

Após a recalibração a quantificação mineralógica das amostras analisadas na sua maioria apresentou calcita baixa em Mg (LMC). Resultado corroborado pela análise de MEV e também pelos os resultados obtidos na sua dissertação de mestrado por ALBUQUERQUE 2022, de amostras provenientes do mesmo bloco e análises efetuadas em outro laboratório.

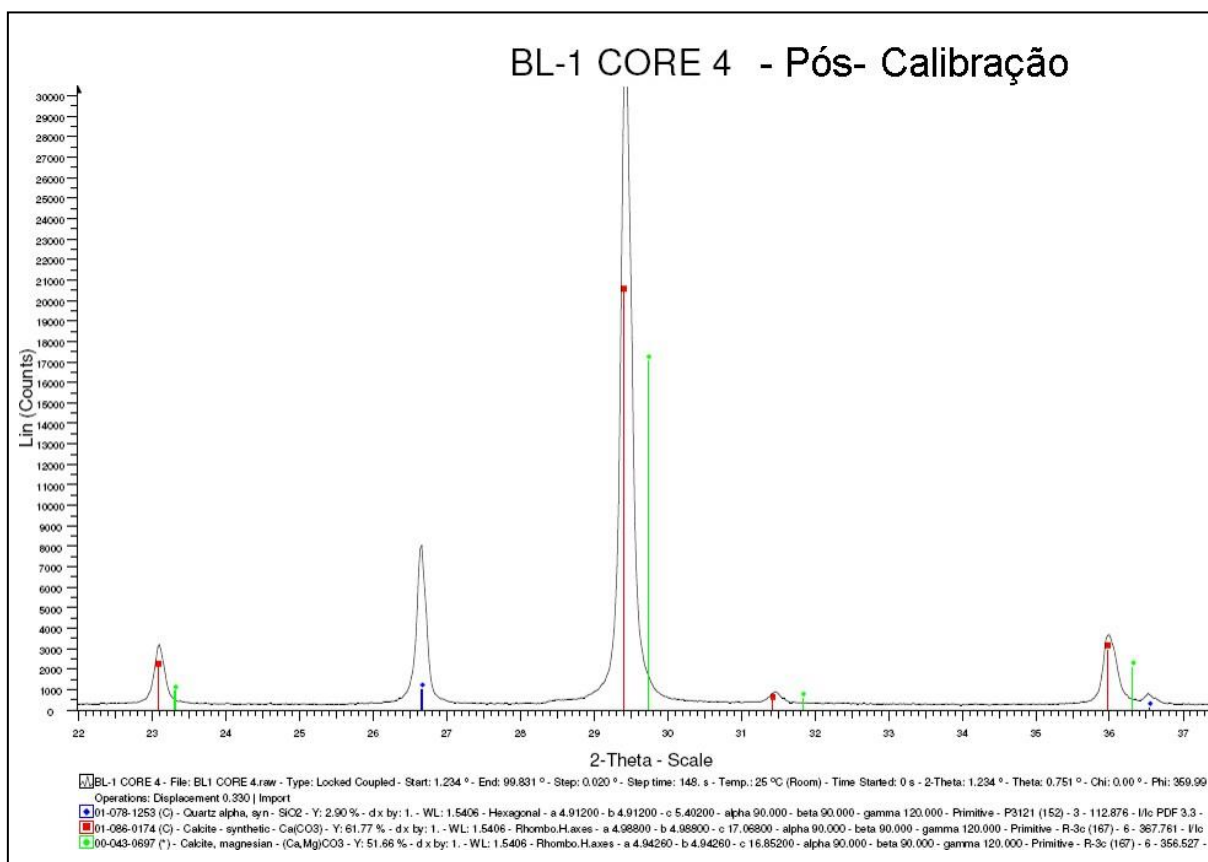
Se compararmos ambos, veremos facilmente como variou e como agora todas as amostras têm calcita como componente principal (embora às vezes seja um pouco deslocado em direção ao HMC, provavelmente porque as calcitas incluem uma certa quantidade de Mg - confirmado pela análise química da microsonda. Nos difratogramas existem linhas verticais coloridas, que marcam a localização dos picos do mineral puro (retirados do banco de dados do software): azul=quartzo, vermelho=calcita, verde=calcita magnésiana. As amostras 6 e 7 são as únicas que não precisaram ser modificadas, pois o pico de quartzo apareceu no local onde deveria aparecer.

Figura 111. Difratomogramas Original da quantificação mineralógica da amostra do Plug 4 analisadas na sua maioria apresentou calcita Mg (HMC).



Fonte: O autor, 2021.

Figura 112. Difrátômetros Pós Calibração da quantificação mineralógica da amostra do Plug 4 analisadas na sua maioria apresentou calcita (LMC).



Fonte: O autor, 2021

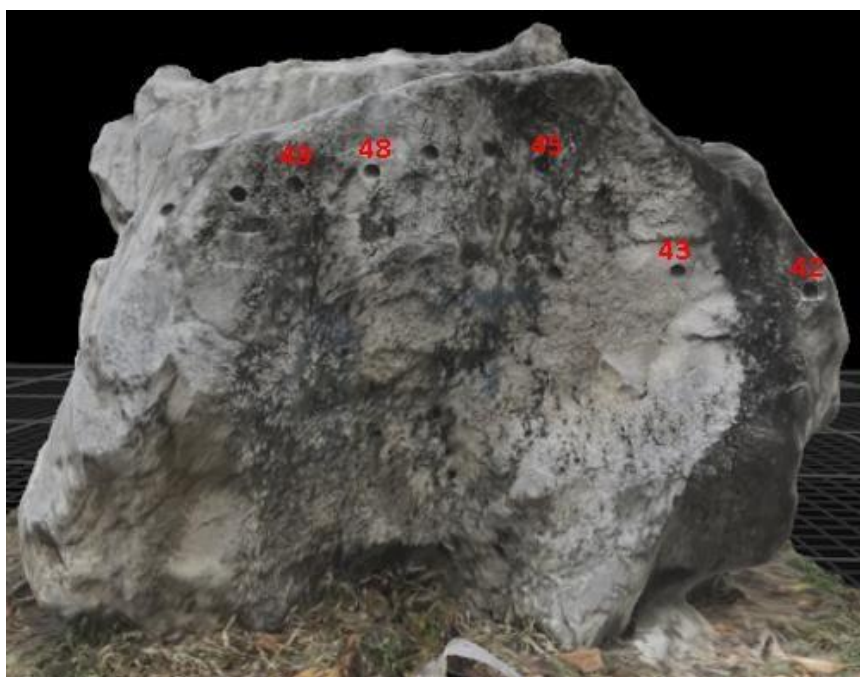
8.4 Petrofísica

Adicionalmente foram adquiridos análises de petrofísicas de rotina das outras faces do bloco. Foram analisadas, preliminarmente, doze amostras sob o aspecto geométrico dos plugues da face oposta do bloco, com o intuito de serem feitas análises de porosidade e permeabilidade posteriormente. As análises de porosidade e permeabilidade a gás foram feitas apenas em 5 amostras; tendo em vista que as demais não mostraram geometria apropriada para as análises de porosidade e permeabilidade devido a imperfeições apresentadas e sem possibilidade de serem sanadas. Análises nessas amostras, ao final, demonstrariam erros associados, falseando assim os resultados obtidos.

As tabelas no apêndice mostram os achados de caracterização petrofísica padrão no Plugs. Indicando que as amostras apresentam composição compatíveis das análises de DRX, os

valores de densidade de grãos variam entre 2,64 e 2,69 g/cc e são compatíveis com a composição mineralógica das amostras (a calcita tem densidade de grãos de 2,7 g/cc). Além dos 17 plugs analisados onde os resultados foram discutidos no item 6.1; outros cinco plugs investigados da face oposta do bloco apresentaram valores de permeabilidade: muito baixa (3 mD), baixa (3 a 6 mD) e extremamente alta (> 1000 mD). Os cinco plugues analisados têm valores de porosidade e permeabilidade muito variados.

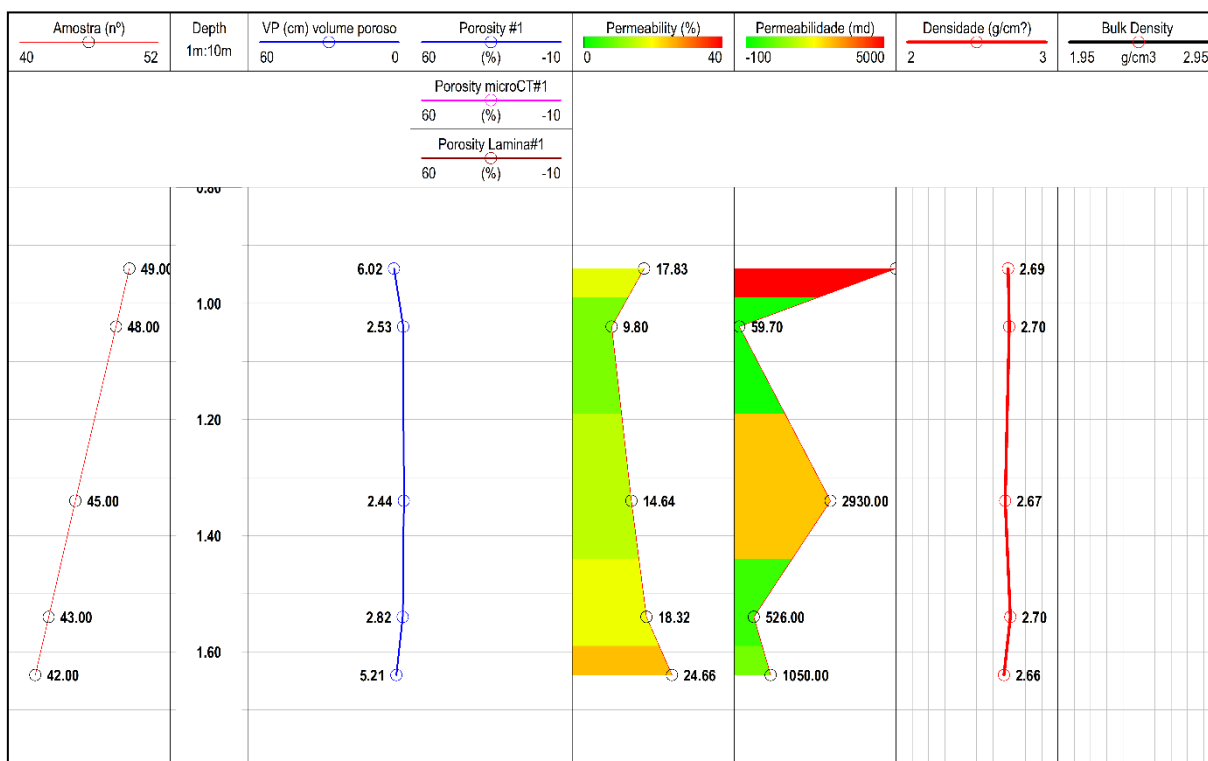
Figura 113. Imagem do escaneamento LiDAR do bloco da unidade Hard Cap ilustrando os números dos plugues analisados são representados em vermelho



Fonte: O autor, 2021.

Os resultados do teste de porosidade mostraram apenas pequenas alterações na porosidade em relação a face oposta, incluindo declínios modestos e pequenos aumentos. De acordo com os volumes de poros e a permeabilidade, o foram condizentes com as fácies descritas.

Figura 114. Perfil com assinatura petrofísica e sua caracterização faciológica em lâmina petrográfica e testemunho.



Fonte: O autor, 2019.

8.5 Estimulação Ácida Em Matriz Carbonática

O objetivo deste teste foi determinar a eficácia da estimulação ácida matricial nas diferentes fácies do bloco de camada HardCap em questão. As amostras 7, 15 e 17 foram selecionadas para os testes de acidificação da matriz, Core Flooding System, foram utilizadas diferentes vazões de 0,5, 2 e 5 cc/mim (cubic meter per minute) de solução ácida até o instante de breakthrough.

A fim de avaliar os wormholes criados pela solução de estimulação, foram realizadas novas imagens de microtomografia computadorizada de raios-X, e quantificado o volume poroso após a estimulação e o padrão de wormhole formado e uma estimativa da permeabilidade.

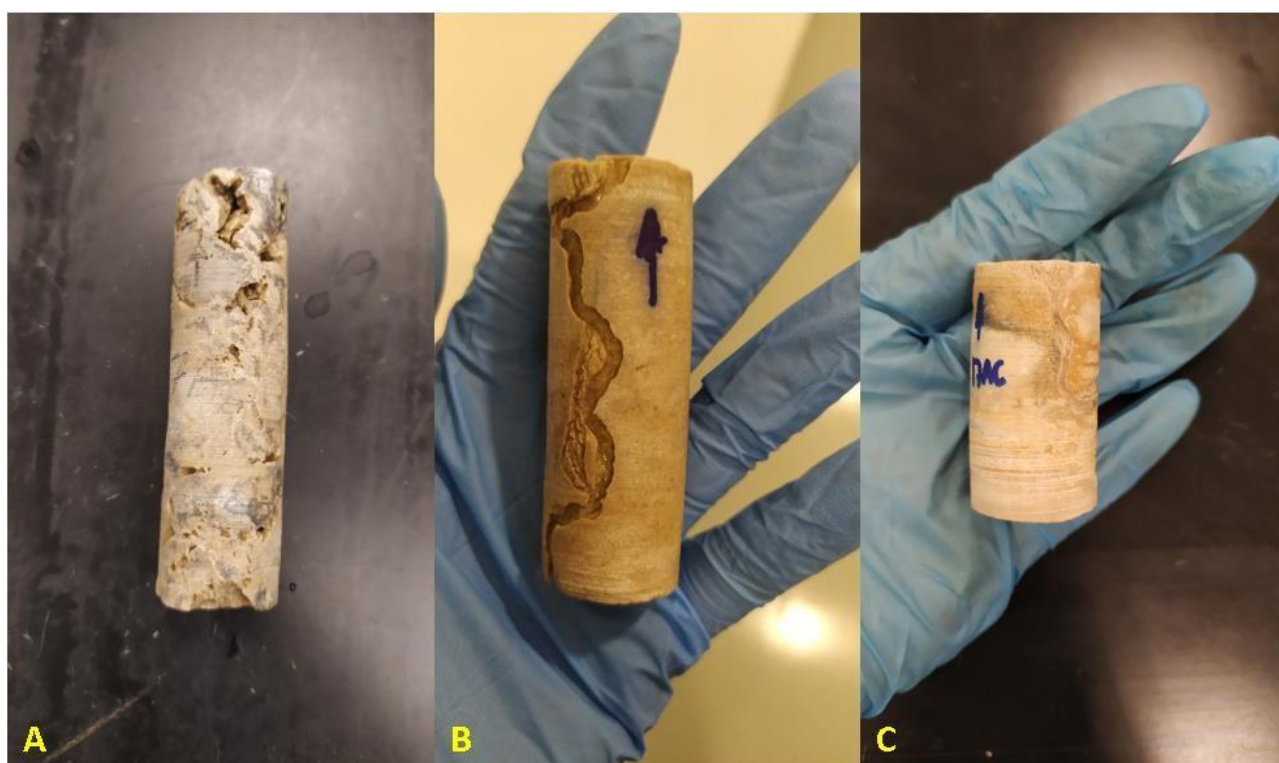
Os plugs com 1” de diâmetro, foram submetidos à análise. Antes do teste, o fluido residual e outros contaminantes foram removidos dos plugs usando tolueno em um aparelho de extração Soxhlet. Nesta técnica, a extração continua até que o fluido em contato com os testemunhos fique incolor. Os plugues foram posteriormente limpos com metanol para remover fluidos adicionais do sistema de poros. Após a limpeza, os tampões foram secos a 150 °F por 16 horas.

Os testes foram realizados de acordo com os procedimentos de teste padrão da indústria para testes de desvio de fluxo paralelo.

Os procedimentos de teste para os testes de fluxo paralelo foram os seguintes:

- a) Antes da análise, os plugs foram encamisados em mangas de borracha a uma pressão de confinamento de 1200 psi e fluídos com água KCl filtrada, contendo um surfactante fortemente umectante de água. O surfactante umectante com água foi adicionado para assegurar que o carbonato seja úmido com água. O sistema foi gradualmente aquecido a 150 °F. Uma contrapressão de 500 psi foi usada em todos os testes.
- b) Para todos os testes, o fluxo foi estabelecido em uma direção arbitrária da formação para o poço (produção) com 2% de água KCl para a permeabilidade do estado estacionário.
- c) Um acumulador foi carregado com 1,5% ou 2% de espuma e foi bombeado a 1 mL/min contra uma contrapressão de 800 psi até que o rompimento fosse observado. A ruptura ocorreu para o testemunho de maior permeabilidade. O ácido HCl a 15% foi bombeado a 5 mL/min. Os fluidos efluentes foram coletados durante a injeção. Os efluentes foram reservados para análise. A pressão foi monitorada durante a injeção de fluidos no núcleo de maior permeabilidade.

Figura 115. Imagens dos Plugs após estimulação ácida (A) Plug 7; (B) Plug 15 e (C) Plug 17.



Fonte: O autor, 2023.

Os resultados são exibidos nas tabelas abaixo:

Tabela 9. Resultados antes e depois da estimulação ácida matricial.

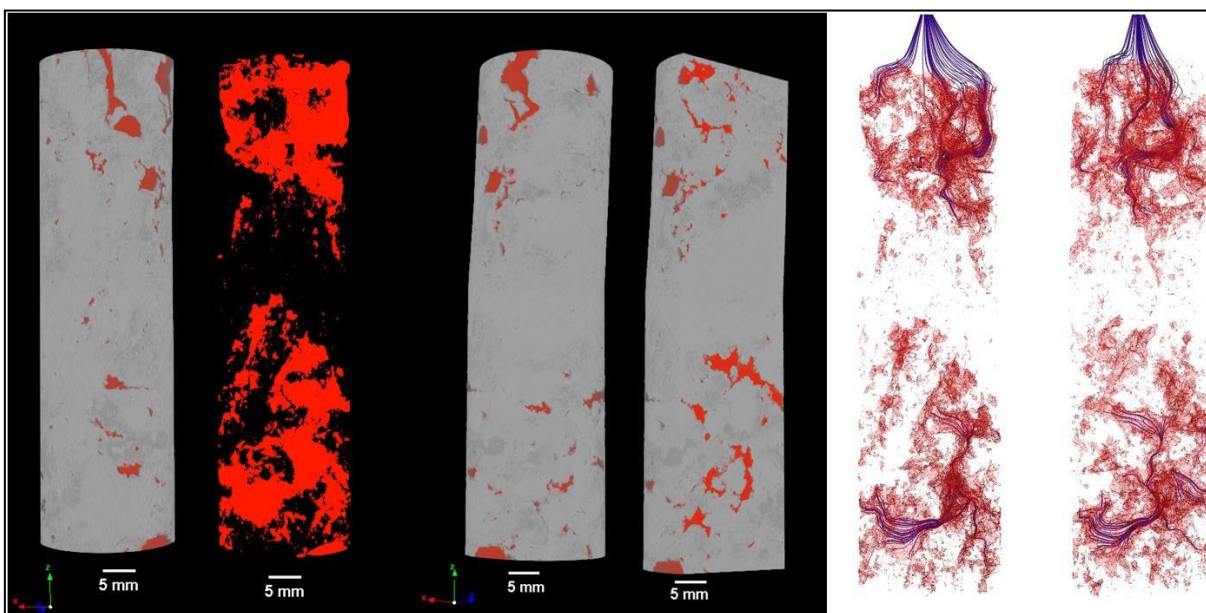
Amostra	Antes da Acidificação				Após Acidificação				
	Volume Total Analisado ³ cm	Volume de Poros ³ cm	Porosidade Total %	Permeab. mD	Volume Total Analisado ³ cm	Volume de Poros ³ cm	Porosidade Total %	Permeab. mD	Volume do caminho feito pelo Ácido ³ cm
Plugue 7	27,661	1,343	4,86	2658,00	26,605	1,912	7,19	2933,00	---
Plugue 15	24,062	0,021	0,09	---	23,804	0,026	0,11	---	6,277
Plugue 17	28,408	0,074	0,2	---	28,428	0,028	0,10	---	4,135

A seguir serão apresentados os modelos 3D para dos plugues 7 antes e depois, 15 depois e 17 depois da acidificação.

As medidas de porosidade foram feitas utilizando o software CTAn versão 1.17.7.2 e as de permeabilidade foram feitas utilizando o software Avizo Fire versão 2020.1 utilizando o plugin Xlab Absolut Permeability Simulation.

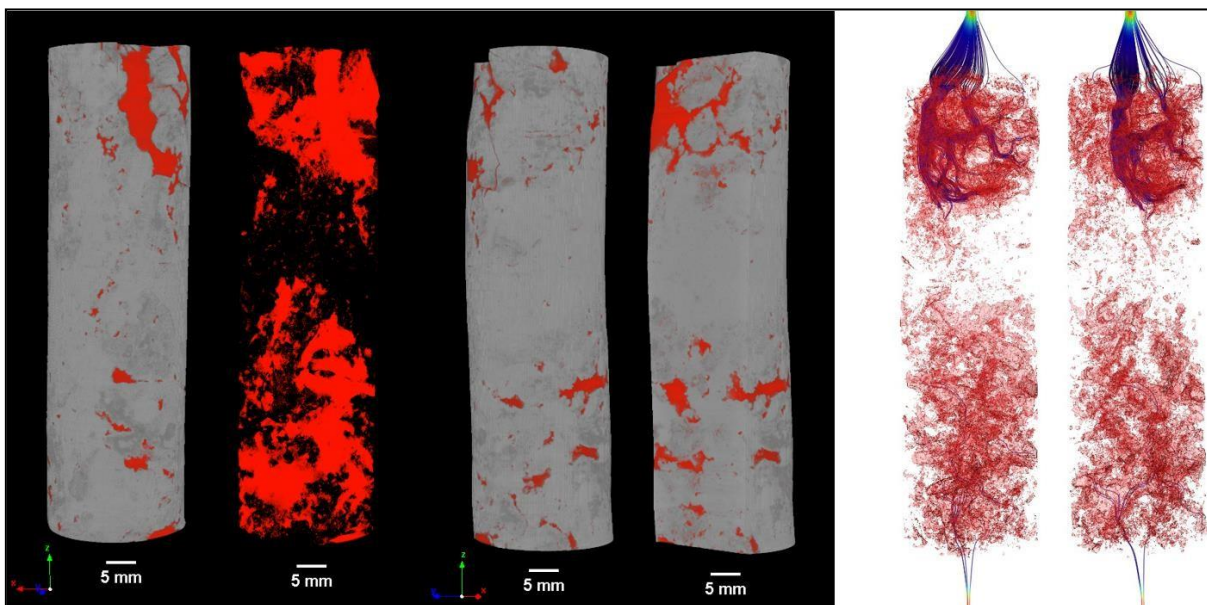
Na amostra 7 antes e depois, as imagens a seguir mostram os modelos 3D, destacando em vermelho o espaço poroso, as linhas coloridas (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade. A amostra 7 depois da acidificação não apresentou um canal preferencial bem definido.

Figura 116. Modelo 3D do volume analisado do plug 7 antes da acidificação. O espaço poroso aparece destacado em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade. Volume total analisado: 26,605 cm³, Porosidade: 7.19 %, Permeabilidade: 2933,00 mD.



Fonte: O autor, 2021.

Figura 117. Modelo 3D do volume analisado do plug 7 após estimulação ácida. O espaço poroso aparece destacado em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade. Volume total analisado: 27,661 cm³, Porosidade: 4,86 %, Permeabilidade: 2658,00 mD



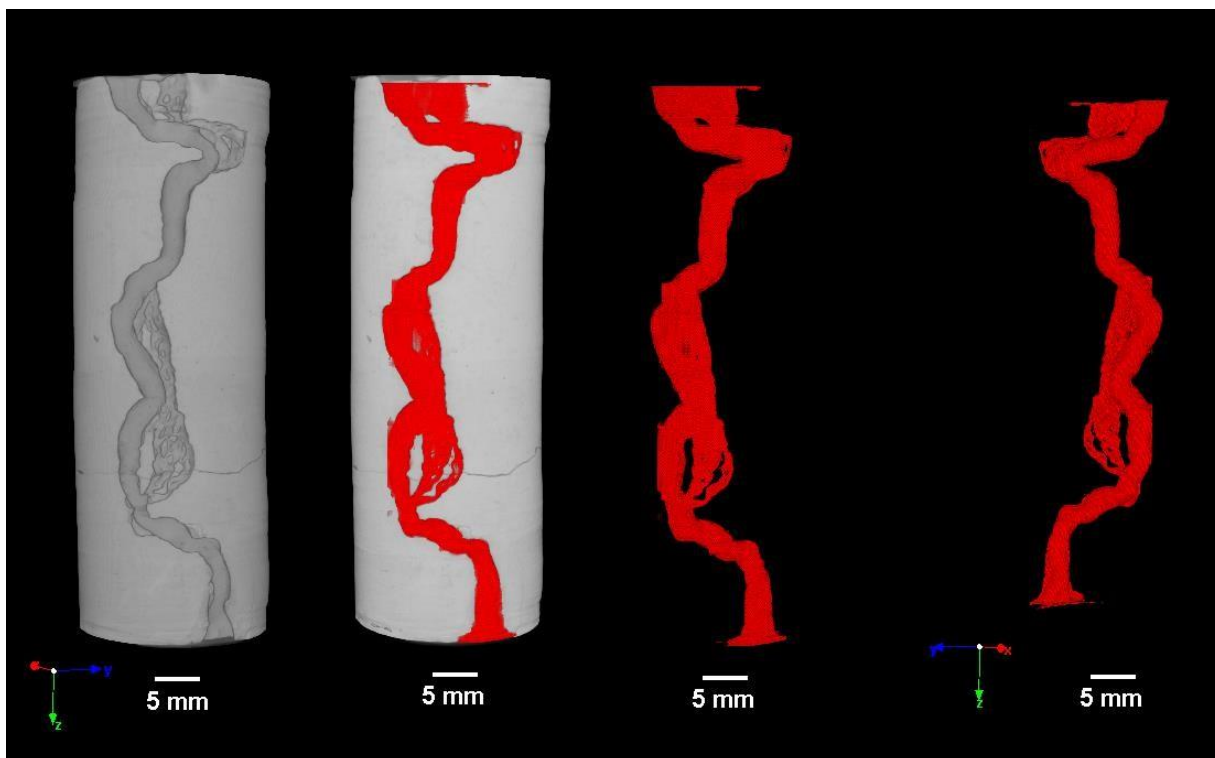
Fonte: O autor, 2021

Ao observar as imagens da microtomografia do Plug 7, percebe-se que houve uma dissolução da face de entrada de injeção ácida HCL 15%. A dissolução da face ocorreu devido a rápida reação entre o ácido e o carbonato, além do maior tempo de contato entre o fluido e a rocha.

No Plug 7 não apresentou um padrão de wormhole bem definido, observa-se uma dissolução cônica, que apresenta baixa eficiência, uma vez que, são consumidos grandes volumes de ácido para atravessar o plug. A quantidade de ácido requerido depende da estequiometria da reação química. Por outro lado, os valores de porosidade e permeabilidade apresentam uma variação percentual de 42,40% e 10,34% respectivamente no plug estudado.

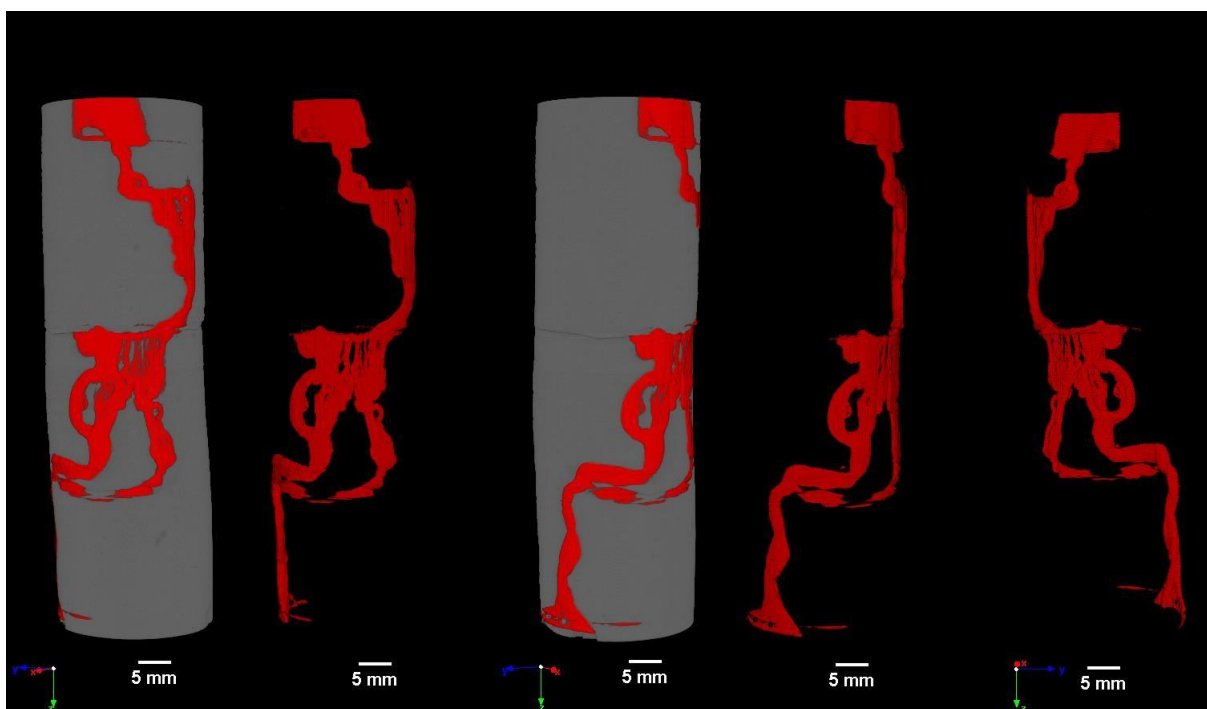
Nas amostras 15AC e 17 AC não se obteve valores representativo de porosidade, por esse motivo não foi feita a quantificação de permeabilidade. Nas imagens apresentadas a seguir temos os modelos 3D dessas amostras, onde foram destacados em vermelho o caminho preferencial feito pelo ácido, nota-se que esse caminho foi feito na superfície pois o ácido não penetrou no interior da amostra. A porosidade medida no interior dessas amostras manteve-se praticamente a mesma de antes da acidificação conforme mostra a tabela.

Figura 118. Modelo 3D do volume analisado do plug 15 após estimulação ácida. Modelo volumétrico do canal preferencial feito na superfície: 6,277 cm³.



Fonte: O autor, 2021

Figura 119. Modelo 3D do volume analisado do plug 17 após estimulação ácida. Modelo volumétrico do canal preferencial feito na superfície: 4,135 cm³



Fonte: O autor, 2021

As análises de imagem microtomografia mostraram que os padrões criados pela solução com ácida apresentaram eficiência superior nas fácies microbiais (Thrombolite) quando comparado ao padrão obtido nas fácies Peloidal-intraclastic Grainstone e Packstone.

Neste experimento foi utilizado somente a injeção de ácido puro HCL (15%) para as três fácies descritas do bloco da unidade Hard Cap, variações nas formulações e adição de surfactante na composição do fluido de estimulação seriam necessários para prover uma solução potencial para na acidificação de matrizes carbonáticas facilitando o posterior escoamento do petróleo sem comprometer a integridade da formação.

9 DISCUSSÃO

Utilizando os insights valiosos adquiridos a partir dos artigos "*Multi-Scale Characterization from the Hard Cap, Mupe Member, Lower Purbeck Limestone Group, Wessex Basin, Dorset, UK*" e "*Porosity origin and paleocontrols in the Mupe Member Hard Cap from the Lower Purbeck Limestone Group, Wessex Basin, Dorset, UK*" e os os resultados

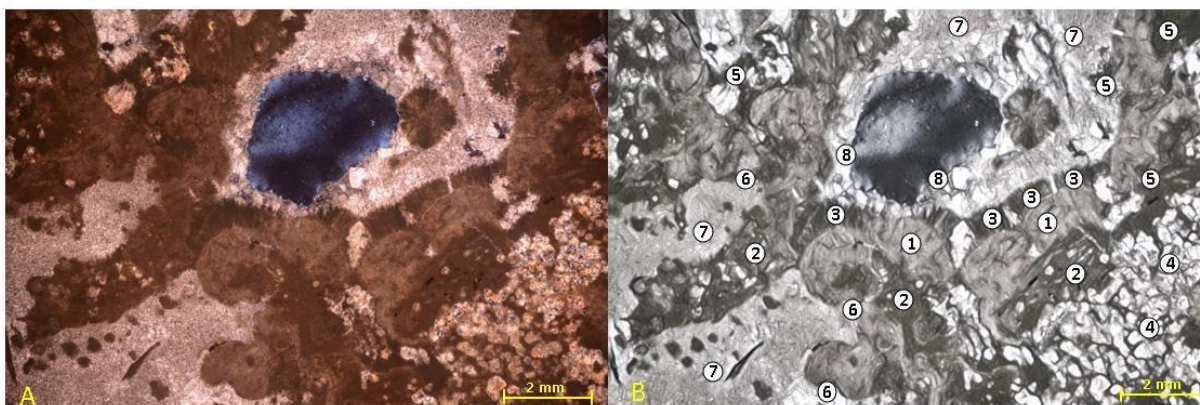
complementares obtidos e apresentados nos subitens anteriores deste capítulo (6.1;6.2;6.3) permitem a proposição de uma hipótese sobre o ambiente deposicional das camadas HardCap do Membro Mupe, Grupo Purbeck.

A seguir, é apresentado as fases da evolução do Hard Cap determinadas de acordo com os resultados integrados desta tese obtidos das amostras Hard Cap, onde foram categorizadas em oito estágios principais:

- a) Formação de trombolito, caracterizada por precipitação de carbonato de cálcio na presença de tapetes microbianos. O carbonato é composto de texturas peloidais micríticas coaguladas (*clotted*) formadas pela precipitação de íons de cálcio e bicarbonato na água do lago.
- b) Dissolução e erosão, bioturbação e dissolução, compreendendo os principais fatores que contribuem para a porosidade do Hard Cap. Ostracodes e gastrópodes misturaram sedimentos e criaram espaços porosos, levando ao aumento da porosidade. Além disso, o cimento micrítico, composto de cristais de calcita de grão fino, é formado por precipitação de carbonato de cálcio dentro da matriz de calcário. Esse tipo de cimento é significativo porque preenche os poros e interstícios entre os grãos, resultando em uma camada de calcário mais sólida e resistente.
- c) Cimento radial fibroso claro, composto por cristais alongados de calcita formados por precipitação de carbonato de cálcio ao longo dos contornos de grão e fraturas. Este tipo de cimento é significativo porque fornece resistência e durabilidade adicionais à camada de calcário.
- d) Dissolução e erosão, onde a fase de soerguimento e erosão envolveu a exposição da camada de carbonato devido a soerguimentos tectônicos e erosão. Esta fase é caracterizada pela remoção do sedimento sobrejacente e pela exposição da camada de calcário aos elementos como peloides, compreendendo fragmentos de microbialitos intraclastos. A camada de calcário também é submetida a intemperismo durante esta fase, resultando em fraturas e outras feições. Os minerais sedimentares são rearranjados e recristalizados durante este processo, formando novos minerais e estruturas. Os esferulitos podem ter se formado devido ao crescimento de cristais em resposta a mudanças nas condições ambientais durante a diagênese.

- e) Cimento fibroso, um tipo de cimento de calcita que se forma dentro do calcário conforme ele litifica (endurece). Este cimento consiste em numerosas fibras minúsculas de calcita tipicamente com menos de 0,1 mm de espessura que se entrelaçam e criam uma matriz densa e resistente.
- f) Dissolução e bioturbação, cujos efeitos combinados deixaram suas marcas nos fósseis dentro da camada Hard Cap. As conchas fósseis e outros restos podem ficar distorcidos ou mesmo dissolver-se pela água subterrânea que se infiltra no calcário. A bioturbação também pode causar danos aos fósseis, particularmente em espécimes delicados ou facilmente fragmentados. No entanto, a mistura de sedimentos por animais escavadores também pode expor novos fósseis que, de outra forma, estariam enterrados nas profundezas da rocha. Esta fase é caracterizada pela precipitação de calcita, preenchendo fraturas e outros espaços porosos, formando uma camada de calcário relativamente impermeável, mais sólida e resistente.
- g) Preenchimento de geopétal; o preenchimento geopétal é simplesmente uma cavidade ou vazio dentro de uma rocha preenchida com sedimentos durante sua deposição. O sedimento que preenche a geopétala é orientado de maneira específica, com os grãos mais pesados depositando-se no fundo e os mais leves, no topo. O sedimento dentro da geopétala é orientado perpendicularmente aos planos de estratificação do calcário circundante. Isso sugere que o Hard Cap foi inclinado ou virado em algum ponto durante sua deposição, fazendo com que o sedimento se acomodasse na geopétala em uma orientação diferente do calcário circundante.
- h) Cimento esparítico, composto por grandes cristais de calcita em blocos e formado por precipitação de carbonato de cálcio em espaços abertos e cavidades dentro da matriz de calcário. Este tipo de cimento pode preencher grandes vazios, resultando em uma camada de calcário mais homogênea. Nesta etapa, minerais opacos foram encontrados no Hard Cap, fornecendo pistas importantes sobre as condições em que o calcário foi depositado. Por exemplo, a presença de pirita, barita e outros minerais de sulfetos pode indicar um ambiente pobre em oxigênio e rico em enxofre, enquanto a presença de minerais de óxido de ferro pode sugerir um ambiente rico em oxigênio e ferro.

Figura 120. (A) Microfotografia da Lâmina delgada proveniente do Plug 4 (B) Desenho esquemático mostrando as oito fases envolvidas na construção e diagênese dos trombólitos da camada Hard Cap, Membo Mupe.



Fonte: O autor, 2021.

As amostras 4, 5, 6, 9, 15 e 16 foram selecionadas e estudadas usando catodoluminescência (CL), mas CL não mostrou características além daquelas de seção delgada padrão e observação SEM e não foram aprofundadas nessa tese.

A difração de raios X foi conduzida em amostras pulverizadas. Os difratogramas mostraram a presença de principalmente dois minerais nas amostras: calcita e quartzo menor. No entanto, a maioria dos difratogramas apresentou um leve deslocamento, como observado no pico principal do quartzo, que, dada a composição química estável do quartzo, quase sempre ocorre em um valor d de $\sim 3,34$ (ou valor 2θ de $\sim 26,6$, mostrado em azul nos difratogramas das amostras analisadas), mas nos difratogramas ocorreram em valores $d \sim 3,30$ (ou valores 2θ de $\sim 26,9$). Esse deslocamento implicou que os picos de calcita das amostras analisadas estivessem mais próximos dos da calcita de magnésio (HMC, mostrados em verde nos difratogramas), do que dos da calcita (LMC, mostrados em vermelho). Isso não foi consistente com as análises químicas elementares de nossas amostras (nem com os dados geoquímicos de estudos anteriores dos microbialitos de Purbeck), que mostram presença de Mg nas calcitas, mas apenas até (1,5%), não o suficiente para ser considerado HMC ($>4\%$). Assim, os difratogramas foram corrigidos, deslocando-os levemente para a esquerda até que o pico principal do quartzo fosse sobreposto com o pico do padrão utilizado pelo software EVA. As únicas amostras em que esse deslocamento não foi necessário foram 6 e 7, pois nessas amostras o pico do quartzo coincidia com o do quartzo padrão. Após o deslocamento dos difratogramas, os picos de calcita de todas as amostras estão mais próximos dos da calcita do que dos do HMC, confirmando a presença da calcita como o principal mineral das amostras estudadas. No

entanto, em muitas amostras, o pico da calcita ocorre um pouco à direita do pico da calcita padrão, o que provavelmente se deve ao fato de uma certa quantidade de Mg estar presente nas calcitas das amostras estudadas.

Os microbialitos são caracteristicamente heterogêneos, contendo componentes altamente diversos (por exemplo, diferentes tipos de micritos primários, bioclastos e outras partículas, bem como diferentes tipos de cimento precipitados em diferentes estágios diagenéticos, veja as descrições petrográficas na próxima seção). Como as amostras utilizadas para análises isotópicas por Bosence et al 2022 foram obtidas pelo método de volume total de rocha, elas representam apenas uma assinatura isotópica média de todos os componentes da amostra, que exibem diferentes assinaturas isotópicas. A microamostragem detalhada foi realizada para diferenciar claramente diversas assinaturas isotópicas deposicionais e diagenéticas.

Essa tese investiga a aplicação de análises isotópicas de microamostragem como um meio de desvendar os insights ocultos em vários cimentos presentes nas amostras de Hard Cap analisadas. Cada tipo distinto de cimento oferece informações valiosas sobre as condições ambientais predominantes e os processos diagenéticos que ocorreram durante a gênese do Hard Cap. O exame meticuloso dos dados isotópicos de microamostragem revela discrepâncias notáveis entre a micrita e os primeiros cimentos em comparação com as fases subsequentes do cimento tardios. O primeiro exhibe características indicativas de origem marinha ou salobra, enquanto o segundo aponta para influências meteóricas. O posicionamento vertical preciso desses cimentos dentro da sequência estratigráfica, no entanto, parece ter relevância marginal, além de associações com diferentes petrografias e exposições subaéreas.

Ao comparar a composição elementar dos resultados da microsonda das amostras de Hard Cap com materiais de origem conhecidos, os contribuintes potenciais para o sistema sedimentar podem ser identificados, fornecendo informações sobre a proveniência e os processos de transporte que influenciaram a deposição de calcário Hard Cap. Não foram detectadas quantidades significativas de Sr, Mn e Fe nas fases analisadas, discordando da hipótese de que o cimento fibroso inicial possa conter Sr, suportando uma potencial origem aragonítica. A micrita trombolita e os cimentos mais antigos (laminados com filamentos e fibrosos) continham aproximadamente 1% de Mg e 0,2% de Na, indicando que esses cimentos são de fato formados precocemente e que se desenvolveram em condições semelhantes ao dos trombólito, conforme sugerido pela análise isotópica. A presença de Mg e Na também sugere uma influência marinha, embora sejam necessárias mais discussões abrangentes e evidências

de apoio. Os cimentos posteriores ("silte de cimento" e spar) continham concentrações de Mg e Na consideravelmente mais baixas em comparação com as fases iniciais, compreendendo menos da metade da quantidade de Mg e Na, com desvios padrão significativamente maiores. Essas descobertas são consistentes com a precipitação de cimentos posteriores durante o soterramento de águas meteóricas, alinhando-se com os resultados dos isótopos.

O resultado obtido com a petrografia sugere que a bioturbação e a dissolução são os principais fatores que contribuem para a porosidade no Hard Cap. A atividade de organismos como ostracodes e gastrópodes misturou sedimentos e criou espaços porosos, levando ao aumento da porosidade. Além disso, a dissolução de minerais de carbonato também contribuiu para o desenvolvimento da porosidade, com maior dissolução ocorrendo durante períodos de maior fluxo de água subterrânea. A paleoecologia de Ostracode também foi usada para reconstruir as condições ambientais do Purbeck Limestone Group (Dingle, 1992). Estudos revelaram que os ostracodes do Purbeck Limestone Group foram adaptados a uma ampla gama de condições ambientais, incluindo salinidade, temperatura e disponibilidade de oxigênio (Smit e Smith, 1991; Smith e Hart, 1995). Isso sugere que o Purbeck Limestone Group era um ambiente altamente dinâmico, com frequentes alterações de profundidade e salinidade da água.

A diagênese da porção inferior do grupo Purbeck é marcada por diversas feições, entre elas a presença de nódulos de anidrita, comumente encontrados em calcários. Acredita-se que esses nódulos sejam o resultado de processos diagenéticos iniciais, e são frequentemente associados à dolomitização (Wilkinson, 2013). A compactação é principalmente um processo de soterramento. Nódulos evaporíticos são diagênese penecontemporânea, podendo até ser considerados sedimentações, pois normalmente ocorre durante a formação do sedimento.

Os resultados da espectrometria de raios gama sugerem que a camada Hard Cap consiste em camadas alternadas de Mudstone-Wackestone, Microbialite e grainstone peloidal. As variações detectadas nos valores da razão Th/U também sugerem mudanças no ambiente deposicional, incluindo flutuações no nível do lago e mudanças no suprimento de sedimentos. Os altos valores da razão Th/U indicam que as camadas foram depositadas em um ambiente raso de alta energia, enquanto os baixos valores da razão Th/U sugerem deposição em um ambiente de baixa energia com circulação restrita.

Além disso, os resultados da imagem microCT foram consistentes com as classificações provenientes das análises petrografias e petrofísicas. A integração de microtomografia, petrografia, geoquímica, e dados petrofísicos das amostras de Purbeck suporta não só a identificação de alterações nas fácies interpretadas, mas também verifica que quase todas as

medições são consistentes com suas litologias descritas. As fácies Mudstone-Wackestone possuem muitos poros pequenos com baixa conectividade. As fácies microbianas exibem geralmente baixa porosidade primária. Por outro lado, a precipitação de calcita e sua resistência à compactação influenciam a porosidade, preservando o sistema de poros nativo durante a história do soterramento. Na fácies peloidal intraclástica, a rede de poros foi dominada por poros pequenos com conectividade média, o que poderia limitar o fluxo potencial devido a diferentes tipos de cimento. Na fácies packstone, a mineralização secundária e o cimento desempenham um papel importante no controle da porosidade da rocha. Poros pequenos e isolados com baixa conectividade dominam a rede de poros.

A caracterização multi-escala da camada Hard cap permitiu inferências sobre as condições deposicionais que afetaram as variações das fácies carbonáticas e no reconhecimento do ciclo deposicional. Os resultados alcançados nesta tese destacam de forma enfática a natureza heterogênea da camada HardCap examinada e evidenciam as complexidades dos processos diagenéticos envolvidos. A porosidade complexa, com vários tamanhos e formas de poros variava ao longo da formação, com algumas áreas exibindo alta conectividade, enquanto outras tinham baixa conectividade.

A partir desses achados, emerge a proposição da hipótese de que a deposição das camadas HardCap pode ter sido influenciada por um ambiente marinho marginal, sujeito a um controle geoquímico significativo. A variabilidade observada na concentração de oligoelementos ao longo da camada estudada reforça essa possibilidade, sugerindo uma interação complexa entre os ambientes deposicionais e as condições diagenéticas ao longo do tempo geológico. Essas descobertas contribuem substancialmente para a compreensão dos processos geológicos que moldaram a camada HardCap e fornecem uma base sólida para pesquisas futuras que busquem elucidar as interações entre os fatores geoquímicos e paleoambientais durante a deposição dessas camadas carbonáticas.

10 CONCLUSÕES

Combinando diferentes escalas de análise, obteve-se um entendimento abrangente da camada Hard Cap, onde ciclos sedimentares, apresentando espessura centimétrica, puderam ser reconhecidos, detectando condições transgressivas-regressivas e oxidantes redutoras.

A análise petrográfica das fácies sedimentares da camada Hard Cap forneceu informações sobre o ambiente complexo e as características de porosidade. Vários mecanismos,

incluindo deposição primária, dissolução secundária e fraturamento, são sugeridos como as causas dos níveis de porosidade de 4% a 16% observados nas lâminas petrográficas analisadas.

O estudo concluiu que a bioturbação e a dissolução são os principais fatores que contribuem para a porosidade no Hard Cap. A atividade de organismos como ostracodes e gastrópodes misturou sedimentos e criou espaços porosos, levando ao aumento da porosidade. Além disso, a dissolução de minerais de carbonato também contribuiu para o desenvolvimento da porosidade, com maior dissolução ocorrendo durante períodos de maior fluxo de água subterrânea.

Uma avaliação detalhada da microscopia demonstrou a importância da bioturbação do microbialito na compreensão dos intrincados mecanismos que resultam na porosidade dos carbonatos. Numerosos ostracodes e gastrópodes foram detectados na amostra número 10. Ostracodes foram capazes de se adaptar a uma variedade de fatores ambientais no Purbeck Limestone Group, incluindo salinidade, temperatura e disponibilidade de oxigênio, demonstrando um ambiente extremamente dinâmico com profundidade de água e salinidades em constante mudança. No entanto, análises mais detalhadas seriam necessárias para distinguir entre vários padrões de bioturbação e associação as diferentes fases de construção dos microbialitos.

Os tipos de cimento de calcita e sílica foram detectados na camada Hard Cap, sendo o primeiro tipo de cimento mais frequente devido à precipitação de carbonato de cálcio. Os espaços intergranulares dos poros na camada Hard Cap foram preenchidos por um mosaico de grãos finos de cristais denominado cimento de calcita, que se acredita ter se desenvolvido durante a diagênese do soterramento como resultado da precipitação de calcita a partir de fluidos de poros supersaturados

As amostras Hard Cap frequentemente contêm esferulitos de calcita, acredita-se que seja a consequência da precipitação de calcita de fluidos supersaturados de poros enriquecidos em carbonato de cálcio dissolvido.

O cimento de calcita foi mais prevalente do que o cimento de sílica no Hard Cap, acreditando-se que este último tenha se desenvolvido durante os primeiros estágios de diagênese como resultado da precipitação de sílica de fluidos supersaturados dos poros. Os trombólitos Hard Cap também contêm esferulitos calcedônicos, que assumem o papel das estruturas dos trombolitos.

A presença de barita em amostras de Hard Cap é hipotetizada como consequência da interação da salinidade com sedimentos ricos em sulfato durante a deposição. Acredita-se que

o calcário Hard Cap Mupe Lowe Purbeck tenha se formado durante vários estágios e compreende fluidos meteórico-marinhos e meteóricos que alteraram os componentes iniciais da deposição. O Hard Cap é formado por uma variedade de cimentos, incluindo calcita, óxido de ferro e sílica, que se desenvolveram como resultado de processos diagenéticos que, por sua vez, alteraram as características e a composição do carbonato.

Oito grandes estágios de evolução do Hard Cap foram verificados pela análise petrográfica e análise geoquímica. A precipitação de carbonato de cálcio na presença de tapetes microbianos caracterizou a criação de trombólitos. A perda do silte sobreposto e a exposição da camada de carbonato aos elementos como peloides, intraclastos de pedaços de microbialitos e intemperismo caracterizaram o estágio de dissolução e erosão. À medida que o carbonato litificou, cimento fibroso se formou dentro dele.

A formação da camada Hard Cap foi um processo multifásico complicado influenciado por vários eventos geológicos e biológicos. A geoquímica pode lançar luz sobre a evolução dos antigos habitats de lagos, como os encontrados no Hard Cap do Grupo Purbeck inferior do membro do Mupe. Estudos de isótopos estáveis, como oxigênio e carbono, podem oferecer detalhes sobre a hidrologia do lago anterior e o ciclo do carbono.

Os dados isotópicos da microamostragem demonstram diferenças significativas entre a micrita e os primeiros cimentos e as fases subseqüentes do cimento. A primeira apresenta características que indicam origem marinha ou salobra, enquanto a segunda indica impactos meteóricos. Além da ligação com diferentes petrografias e exposições subaéreas, a posição precisa desses cimentos dentro da sucessão estratigráfica parece ser de importância insignificante.

A geoquímica elementar das amostras de Hard Cap revela detalhes importantes sobre os processos geológicos e as circunstâncias ambientais que ocorreram durante o seu desenvolvimento, com a composição da amostra revelando o ambiente deposicional circundante e subseqüentes eventos diagenéticos. Altos níveis de magnésio indicam influência marinha durante a deposição, enquanto ferro e manganês indicam mudanças diagenéticas.

Após a correção os difratogramas, os picos de calcita se aproximaram mais dos da calcita pura, corroborando a presença predominante de calcita nas amostras estudadas. Entretanto, em algumas amostras, o pico da calcita apareceu ligeiramente à direita do padrão da calcita pura, o que provavelmente se deve à presença de uma pequena quantidade de Mg nas calcitas analisadas.

Verificou-se que os paleocontroles sobre o desenvolvimento da porosidade no Hard Cap estão amplamente relacionados a mudanças no nível do lago e no clima. Durante os períodos de alto nível do lago, o Hard Cap foi submerso e sujeito ao aumento da sedimentação, levando ao desenvolvimento reduzido da porosidade. Em contraste, durante os períodos de baixo nível do lago, o Hard Cap foi exposto ao aumento do fluxo de águas subterrâneas, o que promoveu a dissolução e o desenvolvimento da porosidade.

Os resultados obtidos enfatizam a natureza heterogênea da camada HardCap estudada e as complexidades da diagênese e nos permitem postular a hipótese da influência de um ambiente marinho marginal com controle geoquímico durante a deposição das camadas HarCap.

A microtomografia computadorizada de raios-x provou ser uma ferramenta valiosa para caracterizar os carbonatos da camada Hard Cap, Grupo Purbeck. Ao fornecer imagens 3D de alta resolução da estrutura interna dessas formações, a microtomografia de raios X pode fornecer informações críticas para avaliar seu potencial de acúmulo de hidrocarbonetos.

A petrofísica estimada combinou com as texturas de rocha Hard Cap dominantes identificadas por microCT, estabelecendo a relação entre os dados petrofísicos de rotina de laboratório e as análises de imagem em escala de poros para uma compreensão mais holística da qualidade do reservatório. Análises petrográficas de seção fina e métodos laboratoriais fornecem controle de qualidade para a permeabilidade microCT relativa.

Adicionalmente modelos 3D de microtomografia de raio-x de antes e depois da acidificação nas amostras da camada Hard Cap, mais especificamente nos plugues 7, 15 e 17 revelaram que a estimulação ácida matricial apresentou eficiência superior nas fácies microbiais (Thrombolite) em comparação com as fácies Peloidal-intraclastic Grainstone e Packstone. Neste estudo, utilizou-se apenas a injeção de ácido puro HCL (15%) para as três fácies do bloco da unidade Hard Cap. Para obter uma solução mais efetiva na acidificação de matrizes carbonáticas e facilitar o posterior escoamento do petróleo sem comprometer a integridade da formação, variações nas formulações e a adição de surfactantes no fluido de estimulação podem ser necessárias. Em suma, os resultados indicam que a acidificação afeta de forma variada os carbonatos da camada Hard Cap estudadas, com diferentes impactos na porosidade, permeabilidade e padrões de dissolução. Essas descobertas fornecem informações importantes para o entendimento da acidificação matricial em rochas carbonáticas e abrem possibilidades para o aprimoramento de técnicas de estimulação em formações de petróleo com esse tipo de matriz geológica.

O escaneamento com a tecnologia LiDAR forneceu de maneira eficiente e versátil dados precisos, abrangentes e em alta resolução que enriquecem significativamente a compreensão das características dos afloramentos e do bloco do grupo Purbeck.

Os resultados obtidos fornecem informações importantes sobre a porosidade e permeabilidade da camada Hard Cap do Mupe Membro e os controles que influenciaram seu desenvolvimento. Os resultados e as metodologias aplicadas podem ser úteis na exploração e desenvolvimento de reservatórios carbonáticos de hidrocarbonetos localizados em configurações geológicas semelhantes.

REFERÊNCIAS

- AFIQ, M.S., ALI, M.E.M., NURUL AMIN, M. R. Microfacies and diagenesis characterization of the Paleozoic carbonates in the Gong Kedak area, Terengganu, Malaysia: implication towards reservoir quality. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 12(1), p. 1-17, 2019.
- AHR, W. M. **Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks**. John Wiley e Sons, 2011.
- ALLER, R. C.; SIMPSON, C. Thrombolites: A review. **Palaios**, v. 14(4), p. 282-288, 1999.
- ANDERSON F. W. The Jurassic-Cretaceous Transition: The Non-marine Ostracod Faunas. In R. Casey R and Rawson PF (eds) **The Boreal Lower Cretaceous**, Seel House Press. Liverpool, p. 101-110., 1973. <https://wessexcoastgeology.soton.ac.uk/Purbeck-Bibliography.htm>
- ANDERSON F. W., BAZLEY RAB. The Purbeck beds of the Weald (England). **Bulletin of the Geological Survey of Great Britain**, v. 34, p. 1-173, 1971. <https://wessexcoastgeology.soton.ac.uk/Purbeck-Bibliography.htm>
- ANSAH, C. C., FATOYE, F. B., ASIEDU, D. K., NYAME, F. K. Permian Deep-sea Carbonate Succession and Reservoir Characterization-An Example from the Saltpond Field in the Central of Tano Basin (Ghana). **Journal of African Earth Sciences**, v. 109, p. 37-48, 2015.
- ARISOY, S.; INAN, S. Pore investigation of the Kucukcekmece Limestone Unit, Istanbul, Turkey. **Carbonates and Evaporites**, v. 28(2), p. 203-215, 2013.
- ARMSTRONG, R.T., MCCLURE, J.E.; VOGLER, D.R. Measurement of rock permeability using X-ray microtomography. **Geophysical Research Letters**, v. 33(24), L24405, 2006. <https://doi.org/10.1029/2006GL028242>
- BATE, R. H., ROBINSON, E. Ostracoda from the Purbeck Limestone Group (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) of Dorset, southern England. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*. **Geology**, v. 46(3), p. 155-253, 1990.
- BENITO M. I, LOHMANN K.C, RAMÓN MAS J. Late Jurassic Paleogeography and Paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: Constraints from Diagenetic Records in Reefal and Continental Carbonates. **Journal of Sedimentary Research**, v.75 (1), p. 82–96, 2005. [doi: https://doi.org/10.2110/jsr.2005.008](https://doi.org/10.2110/jsr.2005.008)
- BOOMER, I., HORNE, D.; SLIPPER, I. The Use of Ostracods in Palaeoenvironmental Studies, or What can you do with an Ostracod Shell? *The Paleontological Society Papers*, v. 9, p. 153-180, 2003. <https://doi.org/10.1017/S1089332600002199>
- BOSENCE D. W. J. Portland and Purbeck formations of the isle of Portland. In 4th **Symposium on Fossil Algae**. Excursions Guide, Cardiff. 1987.

BOSENCE, D.; GALLOIS, A. How do thrombolites form? Mul-tiphase construction of lacustrine microbialites, Purbeck lime-stone group, (Jurassic), Dorset, UK. **Sedimentology**, v. 69, p. 914–953, 2022. <https://doi.org/10.1111/sed.12933>

BOWERS Q. The Encyclopaedia of Portland History. Available at: <https://portlandhistory.co.uk/bowers->

BRAY, M.J., HOWE, J.A., JONES, M.J.; WILBY, P.R. The tectonic and depositional setting of the Purbeck Group, Dorset, UK. In **Tectonic of sedimentary basins: recent advances**. Blackwell Science, p. 431-448, 2000.

BRITANNICA, The Editors of Encyclopaedia. "geologic time". **Encyclopedia Britannica**. 2022. <https://www.britannica.com/science/geologic-time>. Accessed 14 January 2023.

BUTLER, M. B. “The geological history of the southern Wessex Basin — a review of new information from oil exploration.” **Geological Society**, London, Special Publications v. 133, p. 67 – 86, 1998. doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.133.01.04

CAPEZZUOLI, E., DELLA PORTA, G., ROGERSON, M.; TAGLIASACCHI, E. Non-marine carbonate: Wherefore art thou?. *Depositional Rec*, v. 8: p. 4-8, 2022. doi.org/10.1002/dep2.170

CAPEZZUOLI, E; SWENNEN R. **Non-marine carbonates: A multidisciplinary approach**. *Quaternary International*, v. 437, p. 1-3, 2017. doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.005

CHOQUETTE P. W.; PRAY L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, v. 54, 1970. doi.org/10.1306/5d25c98b-16c1-11d7-8645000102c1865d

CLEMENTS, R. G. Type section of the Purbeck Limestone Group, Durlston Bay, Swanage, Dorset. In: **Proceedings of the Dorset Natural History and Archaeological Society**, 114 (for 1992), p.181–206, 1993.

COIMBRA, J. C.; MARTILL, D. M. Ostracods from the Purbeck Group (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) of England. **Zootaxa**, v. 4577(1), p. 1-55, 2019.

COPE, J. C. W., INGHAM, J. K. & RAWSON, P. F. **Atlas of Paleogeography and Lithofacies**. Geological Society Memoir no. 13. First published 1992; London, Bath: Geological Society of London. *Geological Magazine*, v. 137(4), p. 463-479, 1999. doi.org/10.1017/S0016756800354413

DAVIES SJ, ELLIOTT T. Spectral gamma ray characterization of high-resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 104(1), p. 25-35, 1996. doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.104.01.03

DE ROS, L. F.; GOLDBERG, K.; ABEL, M.; VICTORINETTI, F.; MASTELLA, L.; CASTRO, E. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the Petroledge® System. In: **AAPG Annual Convention and Exhibition**, Long Beach, Expanded Abstracts. 2007.

DEMBICKI, H. Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production, Second Edition, **Elsevier**. 2017. doi.org/10.1016/C2014-0-03244-3

DINGLE, R. V. Ostracoda of the Purbeck Limestone Group, England. **Special Papers in Palaeontology**, v. 46, p. 1-128, 1992.

DONG, P.; CHEN, Q. Basics of LiDAR Data Processing. Em: DONG, P.; CHEN, Q. (Eds.). **LiDAR Remote Sensing and Applications**. 1. ed. Boca Raton, FL: Taylor e Francis, 2018.: CRC Press, p. 41–62, 2017.

DUNHAM, R.J. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W.E., Ed., **Classification of Carbonate Rocks**, AAPG, Tulsa, p. 108-121, 1962. doi.org/10.1306/M1357

DYPVIK H, ERIKSENF DØ. Natural radioactivity of clastic sediments and the contributions of U, Th and K. **Journal of Petroleum Geology**, v. 5(4), p. 409-416, 1983. doi.org/10.1111/j.1747-5457.1983.tb00592.x

EBERLI G, BAECHLE G, ANSELMETI F, INCZE M. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. **The Leading Edge**, v. 22(7), p. 654-660, 2003. doi.org/10.1190/1.1599691

EHRENBERG SN, SVÄNÅ TA. Use of Spectral Gamma-Ray Signature to Interpret Stratigraphic Surfaces in Carbonate Strata: An Example from the Finnmark Carbonate Platform (Carboniferous-Permian), Barents Sea. **AAPG Bulletin**, v. 85 (2), p. 295–308, 2001. doi.org/10.1306/8626C7C1-173B-11D7-8645000102C1865D

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A Late Devonian Reef Tract On Northeastern Banks Island, N.W.T.1. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 19, n. 4, p. 730–781, 1 dez. 1971.

EMERSON D. **Pyrite – the firestone**, Preview, v. 2019:203, p. 52-64, 2019. doi.org/10.1080/14432471.2019.1696247

EYONG J. K., GABRIEL N., OLIVE M. C., JACQUELINE N. A, MOISE B, WIGNALL P, BEST J. Sedimentary Pyrite in Carbonaceous Shales of the Mamfe Cretaceous Basin, SW Cameroon: Morphologies, Composition, Pyrite Framboid Size Frequency Distribution, and Formation Pathways. **Journal of African Earth Sciences**, v. 188, p. 104465, 2022. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104465

FERTL W.H., RIEKE I.I.I. H.H. Gamma ray spectral evaluation techniques identify fractured shale reservoirs and source-rock characteristics. **Journal of Petroleum Technology**, v. 32(11), p. 2053-2062, 1980. doi.org/10.2118/8454-PA

FLÜGEL E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. 2nd ed. **Springer-Verlag**, Berlin, p. 976, 2010. doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2

FOLK R.L. Practical petrographic classification of limestones. **AAPG Bull**, v. 43(1), p. 1-38, 1959. doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D

FOLK R.L. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham WE (ed) **Classification of carbonate Rocks-A Symposium: AAPG Memoir 1**, p. 62-84, 1962. doi.org/10.1306/M1357

Folk RL (1962) Spectral subdivision of limestone types. In: Ham WE (ed) Classification of carbonate Rocks-A Symposium: AAPG Memoir 1, p. 62-84. <https://doi.org/10.1306/M1357>

Folk RL (1974) Petrology of sedimentary rocks. Austin: Hemphill Publishing Co, 182p. <http://hdl.handle.net/2152/22930>

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Hemphill publishing company. 182p 1968.

FRANCIS J. **The fossil forests of the basal Purbeck formation (upper Jurassic) of Dorset, Southern England. Palaeobotanical and paleoenvironmental investigations** (PhD Thesis, University of Southampton). 1982.

FRANCIS J. The seasonal environment of the Purbeck (Upper Jurassic) fossil forests. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 48, p. 285–307, 1984. [doi.org/10.1016/0031-0182\(84\)90049-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(84)90049-X)

GALLOIS A, BOSENCE D. **Syn-rift lacustrine carbonates; cycles, microbial mounds, and brackish to hypersaline facies models**. Purbeck group, Wessex basin, UK. Analogues for South Atlantic Pre-salt carbonates? Conference on African E&P, 31st august- 1st September, London UK, 2017.

GALLOIS A, BOSENCE, D, BURGESS PM. Brackish to hypersaline facies in lacustrine carbonates: Purbeck limestone group, Upper Jurassic–Lower Cretaceous, Wessex basin, Dorset, UK. *Facies*, v. 64(12), p. 1-39, 2018. doi.org/10.1007/s10347-018-0525-4

GALLOIS A. **Late Jurassic lacustrine carbonates: a multi-scale analysis of the Mupe member (Purbeck limestone group) of the Wessex basin, UK**. PhD Thesis, University of London. 2016.

GALLOIS, R. W., AND GALLOIS, R. F. The stratigraphy and diagenesis of the Lower Purbeck Limestone Group (Jurassic) of southern England. *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 108(1), p. 35-54, 1997.

GROTZINGER, J. P.; KNOLL, A. H. Stromatolites in Precambrian Carbonates: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 27(1), p. 313–358, 1999. doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.313

group in the Dorset type-area. *Proceedings of the Geologists' Association*, 107(2):117-128, 1996. [doi.org/10.1016/S0016-7878\(96\)80005-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(96)80005-8)

GUOLI W., XIAOBO S., YONG L., XIANWU M., KE L. Accumulation characteristics and exploration prospects of the 4th member of Leikoupo Formation in the western Sichuan Basin, China, *Journal of Natural Gas Geoscience*, v. 7, Issue 4, p. 199-210, 2022. doi.org/10.1016/j.jnggs.2022.08.004

HAN T., JIANYONG Z., YONGGUANG X., WENZHENG L., HAO Z. Reservoir characteristics and forming conditions for the Middle Triassic Leikoupo Formation in the

western Sichuan Basin, China, **Journal of Natural Gas Geoscience**, v. 4, Issue 2, p. 101-110, 2019. doi.org/10.1016/j.jnggs.2019.04.001

HANOR J. S.; BARITE–CELESTINE. Geochemistry and Environments of Formation. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 40 (1), p. 193 - 275, 2000. doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4

HASSAN M, HOSSIN A, COMBAZ A. **Fundamentals of The Differential Gamma Ray Log - Interpretation Technique**. Paper presented at the SPWLA 17th Annual Logging Symposium, OnePetro, Denver, Colorado, 1976.

HAWKES, P.W., FRASER, A.J.; AMP; EINCHCOMB, C.C.G. The tectono-stratigraphic development and exploration history of the Weald and Wessex basins, southern England, UK. In: Underhill, J.R. (ed.) **The development, evolution and petroleum geology of the Wessex Basin**. Geological Society, London, Special Publications, v. 133, p. 39-66, 1998. doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.133.01.03

HE, L., XIE, R., ZENG, F., WANG, J., ZHANG, Y.; LI, C. Porosity and permeability variations in limestones with different cements: A case study of the Lower Cretaceous Longjing Formation, northeast China. **Marine and Petroleum Geology**, v. 104, p. 17-26, 2019.

HOLMES, J. Future Trends and Goals in Ostracode Research. **The Paleontological Society Papers**, v. 9, p. 275-290, 2003. doi.org/10.1017/S1089332600002254

HORNE DJ, COHEN A, MARTENS. **Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda**. Washington DC. American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, v. 131, p. 5-36p, 2002. doi.org/10.1029/131GM02

HORNE, D. J. Purbeck - Wealden, **Ostracods in British Stratigraphy**, J. E. Whittaker, M. B. Hart. 2009. doi.org/10.1144/TMS003.12

HUANG, YF., BOND, D.P.G., WANG, YB. et al. Early Triassic microbialites from the Changxing Region of Zhejiang Province, South China. **J. Palaeogeogr.** 8, 22, 2019. doi.org/10.1186/s42501-019-0039-1

in Palaeontology, v. 68, p. 13–20, 2002. <https://www.gbv.de/dms/goettingen/358504171.pdf>

JONES, B, & RENAUT, R W. **Noncrystallographic calcite dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya**. United States: N. p., 1995.

KENNARD J. M, JAMES N. Thrombolites and stromatolites; two distinct types of microbial structures. **Palaios**. v.1 (5) p. 492–503, 1986. doi.org/10.2307/3514631

KIRKHAM A., TUCKER M. E. Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): Context, fabrics and origins, **Sedimentary Geology**, v. 374, p. 69-84, 2018. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.002

KLAJA J., DUDEK L. Geological interpretation of spectral gamma ray (SGR) logging in selected boreholes. **Nafta Gaz**, v. 72(1), p. 3–14, 2016. doi.org/10.18668/NG2016.01.01

- LAKE S.D. **The structure and evolution of the Wessex basin**. PhD Thesis, Durham University. 1985.
- LIU, L., DONG, Z.; CAO, H. Imaging the internal microstructure of thrombolites using micro-CT scanning. **Journal of Paleontology**, v. 91(4), p. 774-785, 2017. doi.org/10.1017/jpa.2017.6
- LUCIA, F. J. Carbonate reservoir characterization: an integrated approach. **Springer Science & Business Media**. 1999. doi.org/10.1007/978-3-662-03985-4
- LUCZAJ J. A. Regional and stratigraphic distribution of uranium in the Lower Permian Chase Group carbonates of southwest Kansas. **The Log Analyst**. v. 39(04), 1998.
- MAHMOUD, M. S., ABDULLAH, W. H., ALASADY, A. H., & IBRAHIM, A. H. Stratigraphic and structural controls on the formation of Jurassic carbonates reservoirs in the Northern Bahrain Arch, Gulf of Bahrain. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 175, p. 744-759, 2019.
- MARTILL, D. M. Ostracods and palaeoenvironments of the Purbeck Limestone Group (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), southern England. **Journal of the Geological Society**, v. 147(5), p. 791-804, 1990.
- MCCREA J. M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. **The Journal of Chemical Physics**, v. 18(6), p. 849-857, 1950. doi.org/10.1063/1.1747785
- MELIM L. A, SWART P. K, MALIVA R. G. Meteoric-like fabrics forming in marine waters: Implications for the use of petrography to identify diagenetic environments. **Geology**. v.23 (8), p. 755–758, 1995. [doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0755:MLFFIM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0755:MLFFIM>2.3.CO;2)
- MENKE, H.P., MAES, J.; GEIGER, S. Upscaling the porosity–permeability relationship of a microporous carbonate for Darcy-scale flow with machine learning. **Sci Rep**, v. 11, p. 2625, 2021. doi.org/10.1038/s41598-021-82029-2
- MILNER A.R.; BATTEN D.J. Life and Environments in Purbeck Times. **Special Papers in Palaeontology**, v. 68, p. 1-268, 2002.
- MOORLOCK, B.S.P., WORSSAM, B.C. Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck beds of Dorset, England: **Journal of Sedimentary Research**, v. 71, no. 1, p. 143-150, 2001.
- MUNIZ M.C., BOSENCE D.W.J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. Geological Society, London, **Special Publications**, v. 418(1), p. 221-242, 2015. doi.org/10.1144/sp418.10
- NORTH C.P., BOERING M. Spectral Gamma-Ray Logging for Facies Discrimination in Mixed Fluvial-Eolian Successions: A Cautionary Tale. **AAPG Bulletin**, v. 83(1), p.155-169, 1999.
- PAGE, D.G., JONES, M.J. & BRAY, M.J. Microbial lacustrine carbonates of the Purbeck Limestone Group, Dorset, UK: evidence for tectonic influence. **Sedimentary Geology**, v. 226(1-2), p.39-51, 2010.

PERRY E.C. Freshwater tufa stromatolites in the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic), Isle of Portland, Dorset. **Geological Journal**, v. 29(2), p. 119-135, 1994. doi.org/10.1002/gj.3350290203

PUGH, M. E. Algae from the Lower Purbeck Limestones of Dor-set. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 79(4), p. 513–523, 1968. [doi.org/10.1016/S0016-7878\(68\)80018-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(68)80018-5)

QUIJADA I. E., BENITO M. I., SUAREZ-GONZALEZ P., RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ M., CAMPOS-SOTO S. Challenges to carbonate-evaporite peritidal facies models and cycles: Insights from Lower Cretaceous stromatolite-bearing deposits (Oncala Group, N Spain), **Sedimentary Geology**, v. 408, p. 105752, 2020. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105752

RAZA, M. S., REZAEI, R.; AREZOO, T. Quantitative evaluation of the primary porosity preservation potential of diagenetic facies in the Lower Cretaceous Gurpi Formation, Zigana Mountains, Northeast Turkey. **Korean Journal of Geology**, v. 56(1), p. 85-101, 2020.

REID, R., VISSCHER, P., DECHO, A. et al. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. **Nature**, v. 406, p. 989–992, 2000. doi.org/10.1038/35023158

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sedimentology**, v. 47, p. 179–214, 2000. doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x

RIDING, R. Microbialites, Stromatolites, and Thrombolites. In: Reitner, J., Thiel, V. (eds) **Encyclopedia of Geobiology**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, 2011. doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_196

Robert A. Coram, Jonathan D. Radley, Revisiting climate change and CORAM R.A., RADLEY J. D. Revisiting climate change and palaeoenvironments in the Purbeck Limestone Group (Tithonian – Berriasian) of Durlston Bay, southern UK, **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 132, p. 392-404, 2021. doi.org/10.1016/j.pgeola.2021.03.001

RODRIGUES R. Chemostratigraphy. In: Koutsoukos, EAM (ed) **Applied Stratigraphy**. Springer, Dordrecht, The Netherlands. Topics in Geobiology, v. 23, p. 165–178, 2005. doi.org/10.1007/1-4020-2763-X_8

RUECKEL J., STOCKMAR M.S., PFEUFFER F., HERZEN J. Spatial resolution characterization of a x-ray microct system. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 94, p. 230–234, 2014. doi.org/10.1016/j.apradiso.2014.08.014

SCHOLLE PA., ULMER-SCHOLLE DS. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, texture, porosity and diagenesis. Oklahoma: AAPG Memoir, v. 77, p. 459, 2003. doi.org/10.1306/M77973

SERRA, O. Natural Gamma-Ray Spectrometry Developments in Petroleum Science, **Elsevier**, v. 15, p. 113-134, 1984. [doi.org/10.1016/S0376-7361\(08\)70421-7](https://doi.org/10.1016/S0376-7361(08)70421-7)

SINGHAL A., GRANDE J.C., ZHOU Y. Micro/nano-CT for visualization of internal structures. **Microscopy Today**, v. 21(2), p. 16–22, 2013. doi.org/10.1017/S1551929513000035

SMITH, A. B., AND HART, M. B. Ostracod biostratigraphy and palaeoecology of the Purbeck Limestone Group, southern England. **Geological Magazine**, v. 132, p. 21-31, 1995.

SMITH, A. B., AND SMITH, A. G. Ostracod palaeoecology of the Purbeck Limestone Group, southern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 84, p. 97-121, 1991.

SUAREZ-GONZALEZ, PABLO, ET AL. ‘Trapping and binding’: A review of the factors controlling the development of fossil agglutinated microbialites and their distribution in space and time. **Earth-Science Reviews**, v. 194, p. 182-215, 2019.

SUITS, N.S., AND R.T. WILKIN. Pyrite formation in the water column and sediments of a meromictic lake. **Geology**, v. 26 (12), p. 1099–1102, 1998.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANCA, A. B. Carbonate rock classification applied to brazilian sedimentary basins; Classificacao de rochas carbonaticas aplicavel as bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v. 18, 15 nov. 2009.

TUCKER M.E., WRIGHT V.P. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific publications, Massachusetts, 252p, 1990. doi.org/10.1002/9781444314175

TUCKER, M. E. Techniques in sedimentology. Oxford, UK, Blackwell Science, 394 p. 1988.

UNDERHILL J.R. Evidence for structural controls on the deposition of the Late Jurassic–Early Cretaceous Purbeck limestone group, Dorset, southern England. In: Milner AR, Batten DJ (eds) **Life and environments in Purbeck times**. Spec Paper Palaeontol. Palaeontological Association London, v. 68, p. 21–40, 2002.

UNDERHILL J.R., STONELEY R. Introduction to the development, evolution and petroleum geology of the Wessex basin. **Geological Society**, London, Spec Publ 133:1–18, 1998. doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.133.01.01

WANG Y, JIANG W, LIU H, LIU B, ZHENG H, SONG X, WANG Q, WANG W, LI Y. Sedimentary and Diagenetic Features and Their Impacts on Microbial Carbonate Reservoirs in the Fourth Member of the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. **Energies**, v. 13(9):2293, 2020. doi.org/10.3390/en13092293

WANG, Y., SHI, K.; LIU, B. Sedimentary structures of microbial carbonates in the fourth member of the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. **Scientific Reports**, v. 13, n. 1, p. 2300, 2023.

WEBSTER T. **Observations on the Purbeck and Portland Beds**. Trans Geol Soc Lond, v. 1, p. 37–44, 1826. doi.org/10.1144/transgslb.2.1.37

WEST I. M. 2013. **Purbeck Formation - Facies and Sedimentary Environments**. Disponível em: <<https://wessexcoastgeology.soton.ac.uk/purbfac.htm>>. Acesso em: jul. 2020.

WEST I.M. Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck formation (Upper Jurassic) of Dorset. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 86, p. 205-225, 1975. [doi.org/10.1016/s0016-7878\(75\)80101-5](https://doi.org/10.1016/s0016-7878(75)80101-5)

WILKIN, R.T., AND H.L. BARNES. Formation processes of framboidal pyrite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61 (2), p. 323–339, 1997.

WILKIN, R.T., H.L. BARNES, AND S.L. BRANTLEY. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 60 (20), p. 3897–3912, 1996.

WILKINSON, I. P. Diagenesis of carbonate rocks. **Elsevier**. 2013.

WIMBLEDON W.A., HUNT C.O. The Portland–Purbeck junction (Portlandian-Berriasian) in the Weald, and correlation of latest Jurassic–early Cretaceous rocks in southern England. **Geological Magazine**, v. 120 (3), p. 267–80, 1983. doi.org/10.1017/S0016756800025450

WOODWARD, H.B. **The Jurassic Rocks of Britain**. Volume V. The Middle and Upper Oolitic Rocks of England (Yorkshire Excepted). 1895.

ZIEGLER P.A. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell International Petroleum. Mijdrecht: p. 239, 1990.

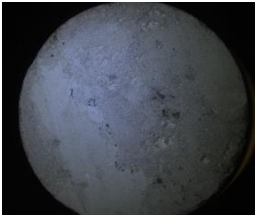

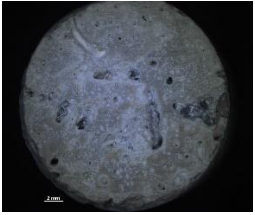

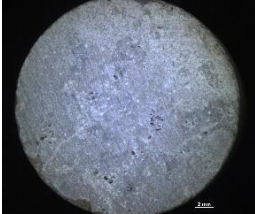

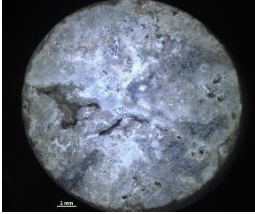



ZIEGLER, P. A. **Geological atlas of Western and Central Europe**. Elsevier, Amsterdam. 1982.

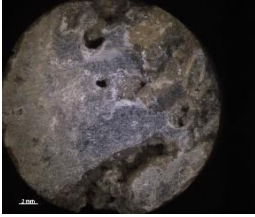

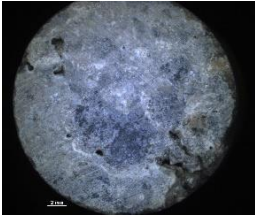

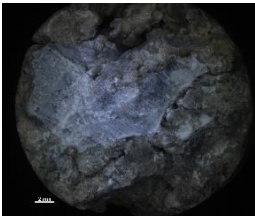

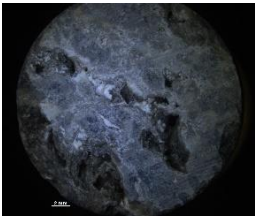

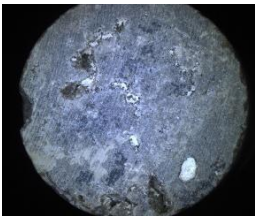

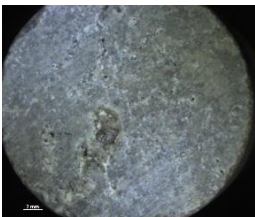

APÊNDICE

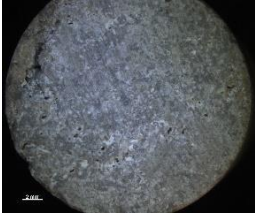

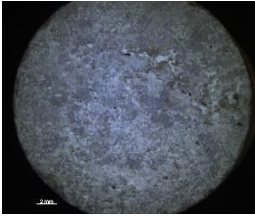

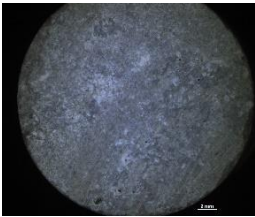
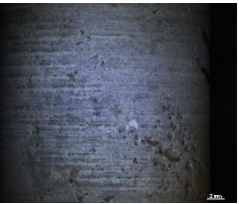
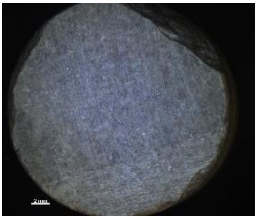

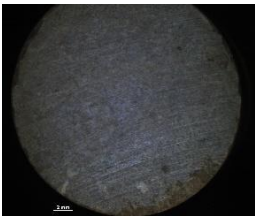



10.1 Macroscopia

Amostras de rochas carbonáticas foram organizadas conforme a Tabela 1.

Tabela 10. Amostras de rochas carbonáticas.

Plug N°	Identificação	Litologia	Imagem A	Imagem B
1	Bloco 1 – Core 1	Mudstone		
2	Bloco 1 – Core 2	Wackestone		
3	Bloco 1 – Core 3	Packstone		
4	Bloco 1 – Core 4	Grainstone		
5	Bloco 1 – Core 5	Grainstone		

6	Bloco 1 – Core 6	Grainstone		
7	Bloco 1 – Core 7	Grainstone		
8	Bloco 1 – Core 8	Grainstone		
9	Bloco 1 – Core 9	Grainstone		
10	Bloco 1 – Core 10	Grainstone		
11	Bloco 1 – Core 11	Grainstone		

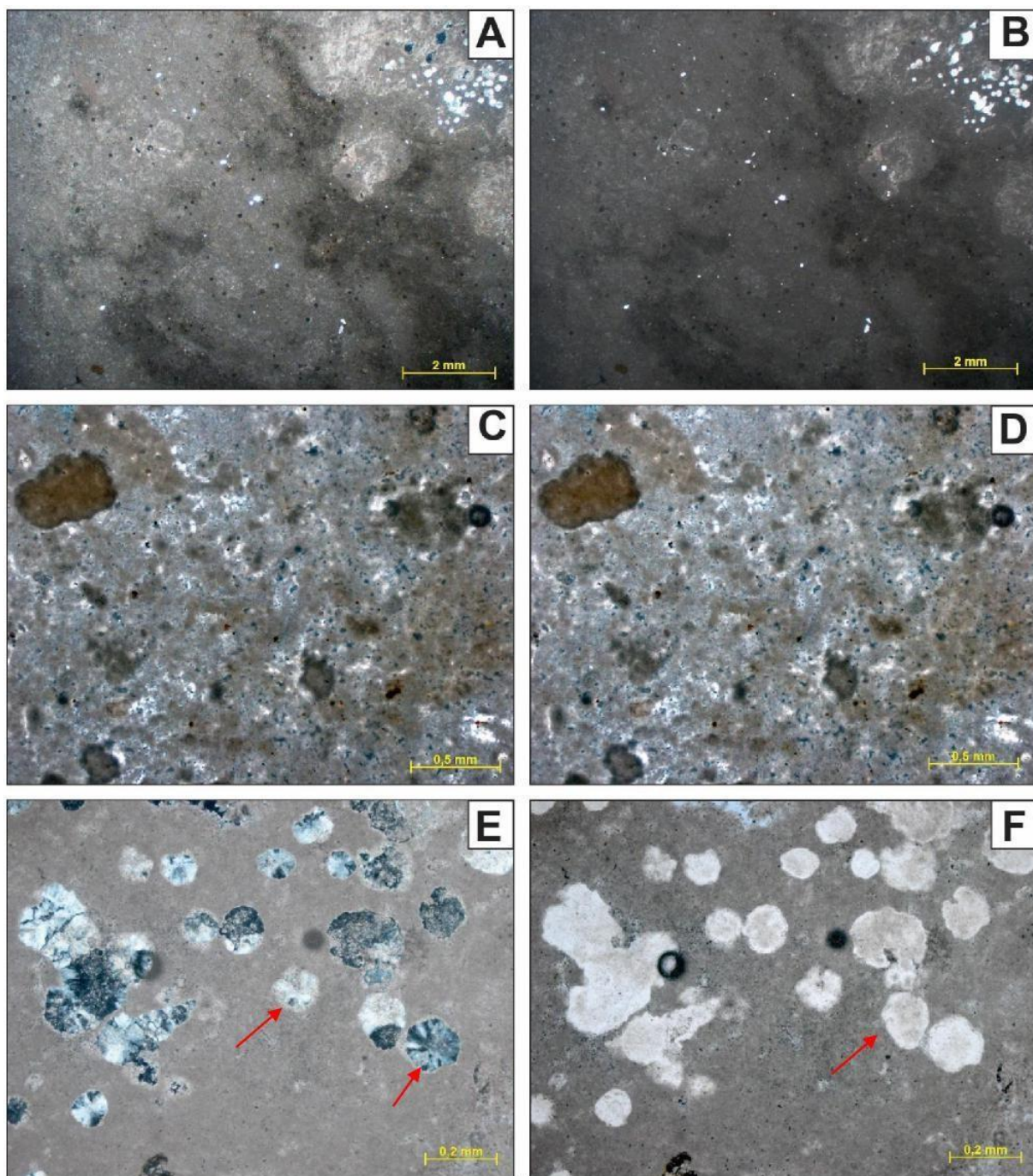
12	Bloco 1 – Core 12	Grainstone		
13	Bloco 1 – Core 13	Grainstone		
14	Bloco 1 – Core 14	Grainstone		
15	Bloco 1 – Core 15	Grainstone		
16	Bloco 1 – Core 16	Grainsstone		
17	Bloco 1 – Core 17	Grainstone		

10.2 Microscopia

Bloco 1 – Core 1

A amostra foi classificada como um Wackestone Peloidal composto por pelóides, grãos fosfáticos, suportado pela matriz micritica e pelos grãos aloquimicos. Esferulitos de calcedônia substituindo a matriz. Calcita microcristalina substituindo a matriz e preenchendo poro intrapartícula. Porosidade (~ 16 %) dos tipos móldica, fenestral, dissolução da matriz e interpartícula.

Figura 121 – Fotomicrografias Plug 1: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Visão geral da fábrica com micrita 5x (//P) **D)** Visão geral da fábrica com micrita 5x (XP) **E)** Esferulitos de calcedônia (seta vermelha) (XP) **F)** Esferulitos de calcedônia (seta vermelha) (XP)

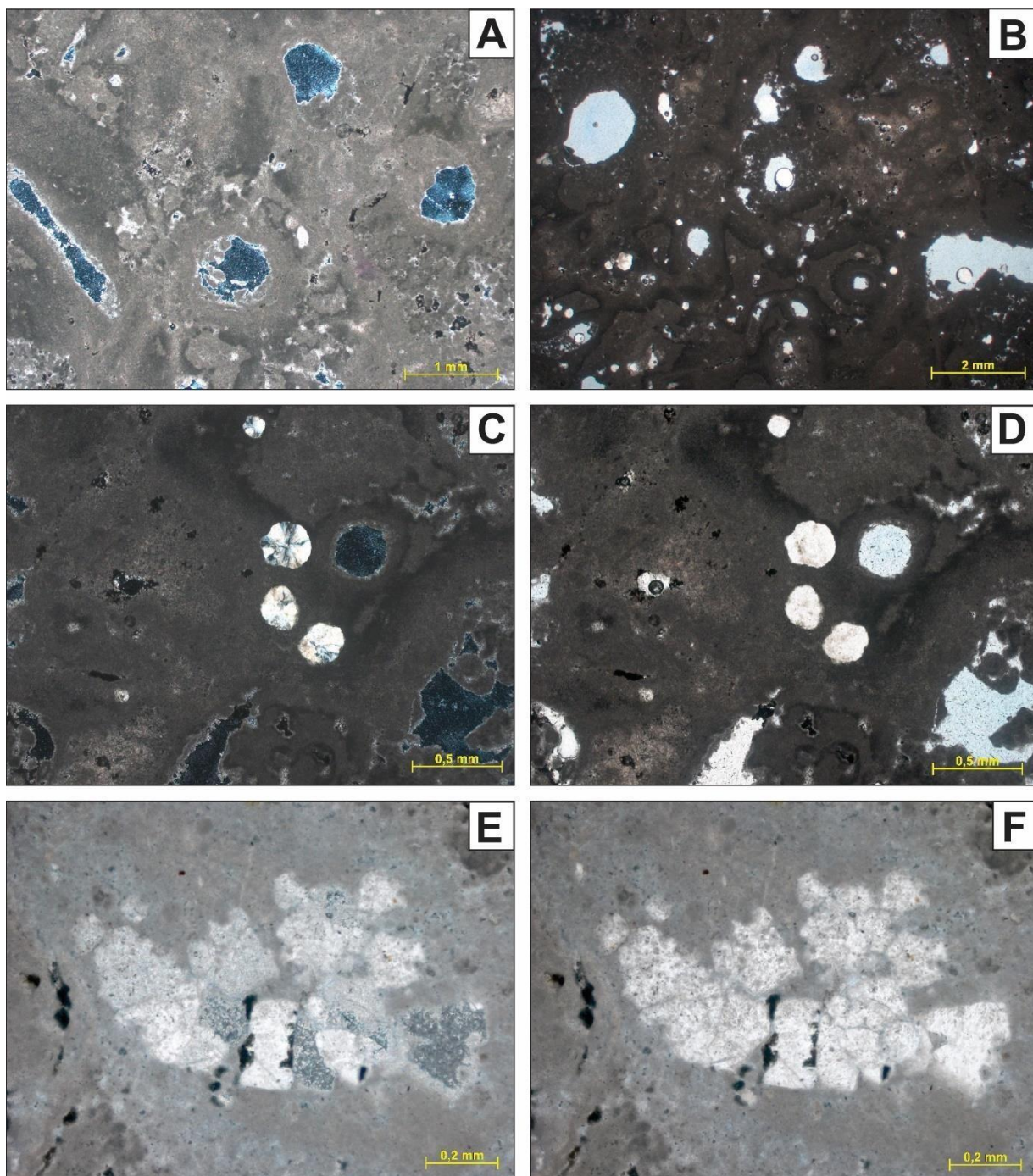


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 2

A amostra foi classificada como um Wackestone composto por peloides, biolcastos e intraclastos carbonáticos. Esferulitos de calcedônia substituindo a matriz. Calcita macrocristalina preenchendo poro interpartícula e substituindo a matriz. Porosidade (~ 12%) dos tipos: dissolução da matriz, móldica e interpartícula.

Figura 122 – Fotomicrografias Plug 2: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Esferulitos de calcedônia 5x (//P) **D)** Esferulitos de calcedônia 5x (XP) **E)** Calcita macrocristalina preenchendo poro 10x (//P) **F)** Calcita macrocristalina preenchendo poro 10x (XP).

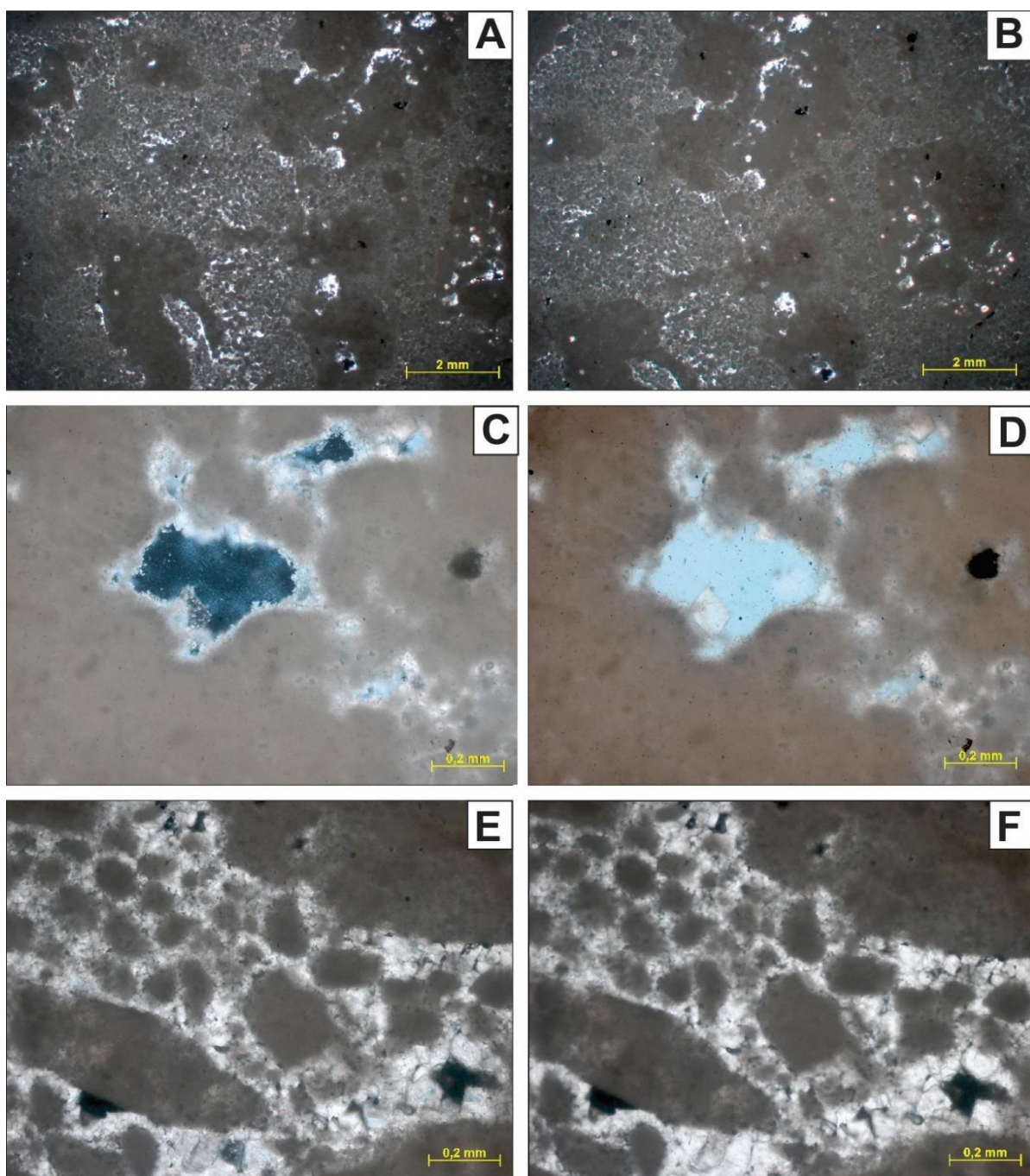


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 3

A amostra foi classificada como Packestone peloidal intraclástico. Maciço, mal selecionado. Moda: areia média. Composto por peloides, ooides, intraclastos carbonáticos e alguns bioclastos. Calcita macrocristalina e blocosa preenchendo poro. Dolomita macrocristalina em poro interpartícula. Porosidade (~ 7%) dos tipos móldica, interpartícula e de fratura, reduzida pela cimentação e compactação.

Figura 123 – Fotomicrografias Plug 3: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Poro móldico 10x (//P) **D)** Poro móldico 10x (XP) **E)** Calcita macrocristalina preenchendo poro e pelóides 10x (//P) **F)** Calcita macrocristalina preenchendo poro e pelóides 10x (XP).

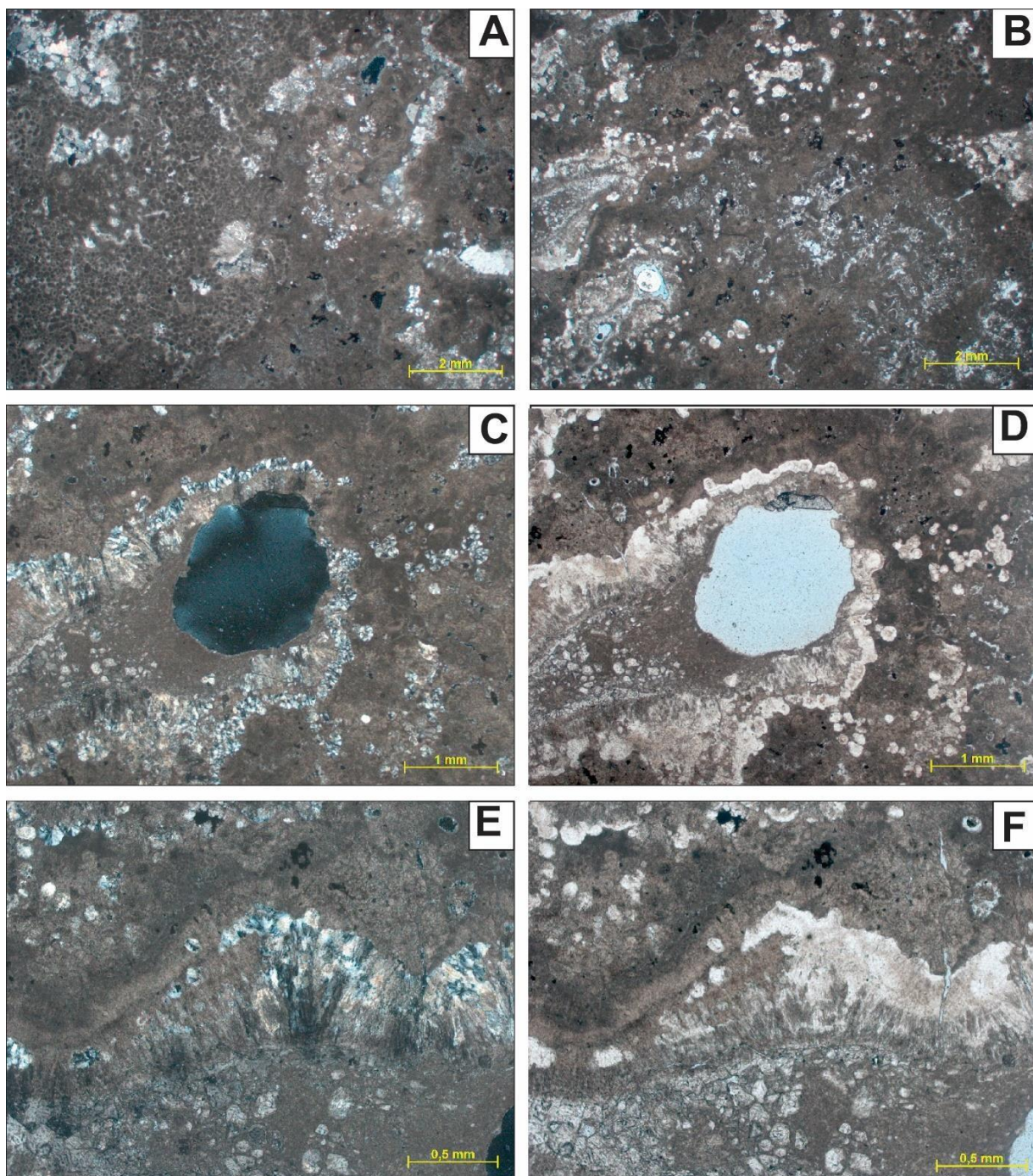


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 4

A amostra foi classificada como um Grainstone peloidal. Maciço, mal selecionado. Moda: areia grossa. Composto por peloides, ooides, intraclastos carbonáticos e bioclastos. Calcita macrocristalina e em mosaico preenchendo poro. Calcedônia preenchendo poro interpartícula. Dolomita blocosa preenchendo poro interpartícula. Porosidade (~ 5%) dos tipos móldica, interpartícula e de fratura, reduzida pela cimentação e compactação.

Figura 124 – Fotomicrografias Plug 4: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Poro móldico 2.5x (//P) **D)** Poro móldico 2.5x (XP) **E)** Cimentação por calcedônia 5x (//P) **F)** Cimentação por calcedônia 5x (XP).

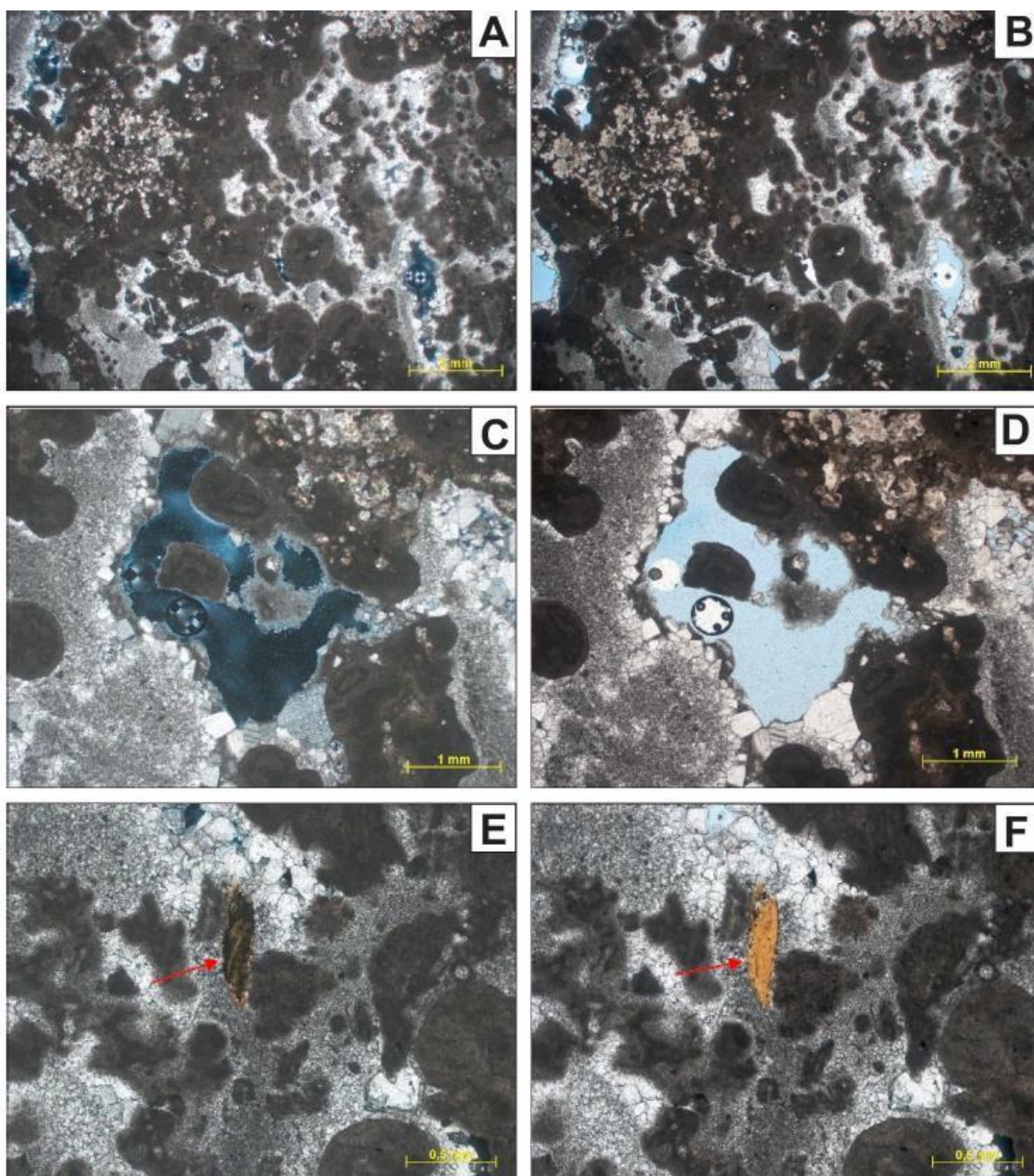


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 5

A amostra foi classificada como um Grainstone peloidal. Maciço, moderadamente selecionado. Moda: areia grossa. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos, fragmentos fosfáticos e bioclastos. Peloides e ooides cobertos por franjas de micriita. Intensa cimentação por calcita blocosa e em mosaico em poro interpartícula e em poros de dissolução. Porosidade (~ 12 %) dos tipos móldica, vugular, e interpartícula, reduzida pela cimentação.

Figura 125 – Fotomicrografias Plug 5: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Poro vugular ampliado por dissolução 2.5x (//P) **D)** Poro vugular ampliado por dissolução 2.5x (XP) **E)** Fragmento fosfático (seta) 5x (//P) **F)** Fragmento fosfático (seta vermelha) 5x (XP).

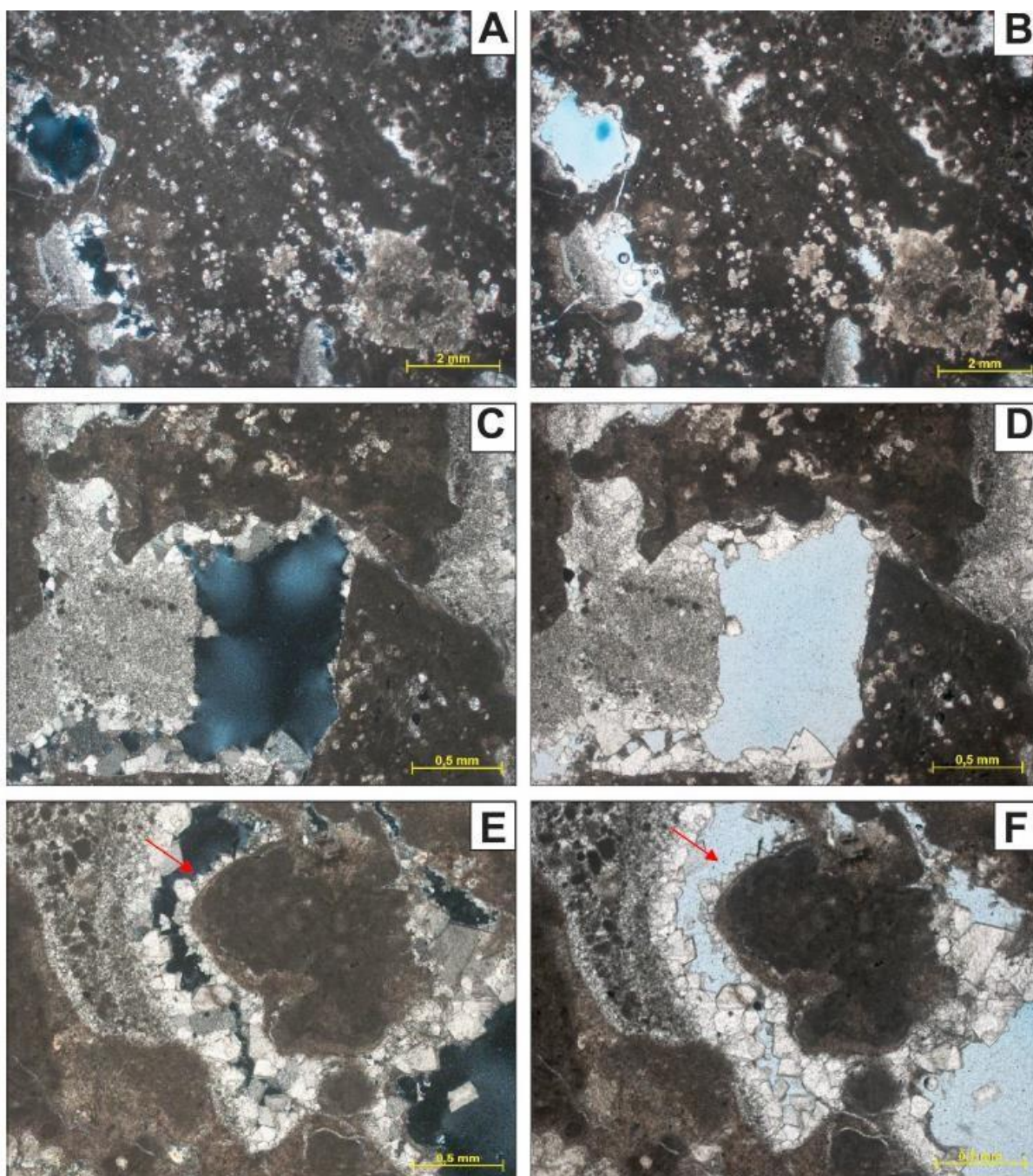


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 6

A amostra foi classificada como um Grainstone peloidal. Maciço, moderadamente selecionado. Moda: areia média. Composto por peloides, ooides, intraclastos carbonáticos e alguns bioclastos. Peloides e ooides cobertos por calcita em franjas e cristais prismáticos. Intensa cimentação por calcita blocosa, cristais prismáticos de calcita em poro interpartícula. Gipsita prismática em poro de dissolução. Porosidade (~ 6 %) dos tipos móldica, vugular, e interpartícula, reduzida pela cimentação.

Figura 126 – Fotomicrografias Plug 6: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Poro vugarlar ampliado por dissolução 5x (//P) **D)** Poro vugarlar ampliado por dissolução 5x (XP) **E)** Cristais de calcita cobrindo pelóides (seta) 5x (//P) **F)** Cristais de calcita cobrindo pelóides (seta) 5x (XP).

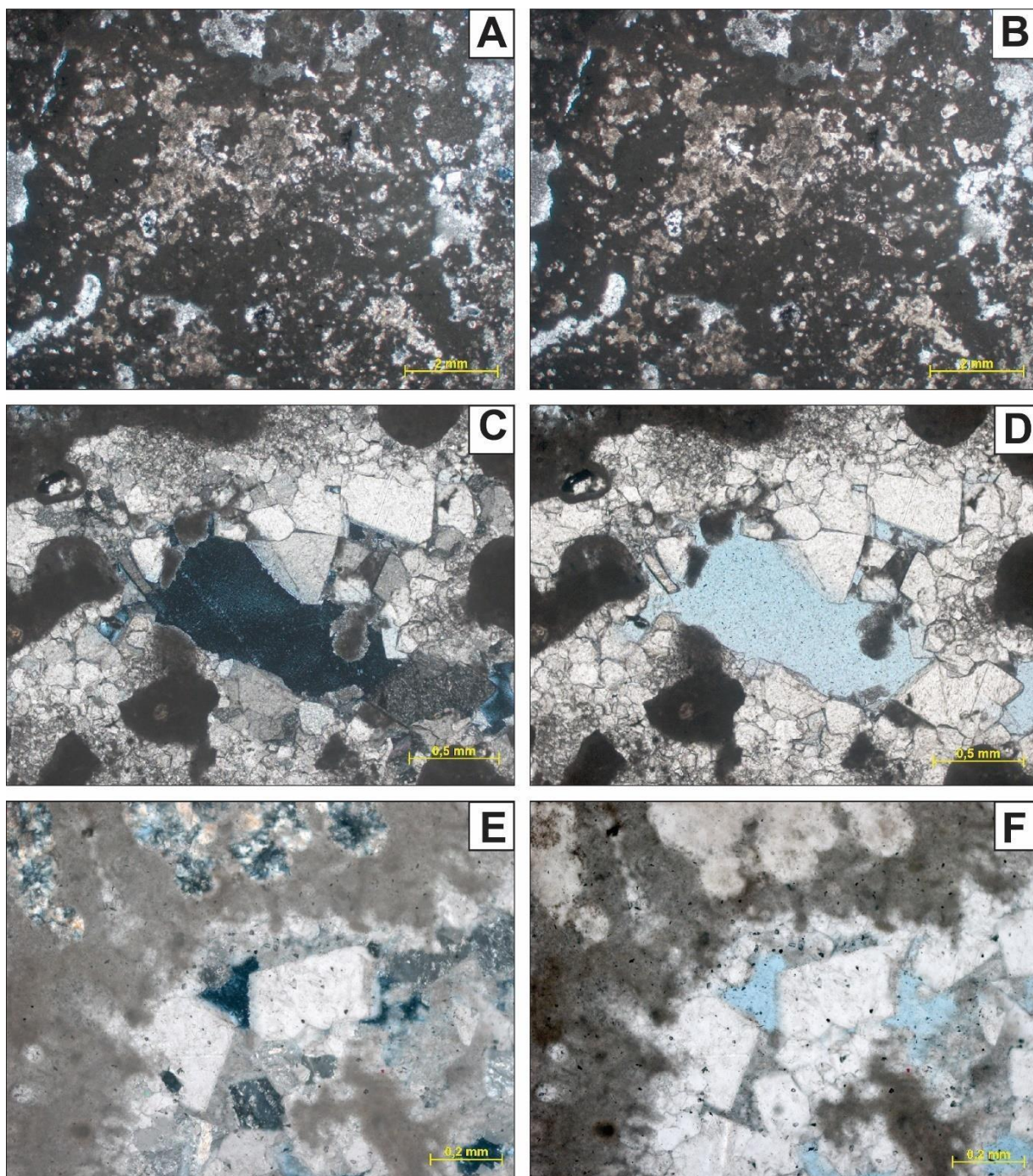


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 7

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, moderadamente selecionado. Moda: areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos e bioclastos de ostracode. Pelóides e ooides cobertos por franjas de calcita. Intensa cimentação por calcita blocosa, cristais prismáticos de calcita em poro interpartícula. Esferulitos de calcedônia em poro interpartícula. Gipsita prismática em poro de dissolução. Porosidade (~ 4 %) dos tipos móldica, interpartícula, reduzida pela cimentação e compactação.

Figura 127 – Fotomicrografias Plug 7: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Detalhe da cimentação por calcita 5x (//P) **D)** Detalhe da cimentação por calcita 5x (XP) **E)** Calcita blocosa 10x (//P) **F)** Calcita blocosa 10 x (XP)

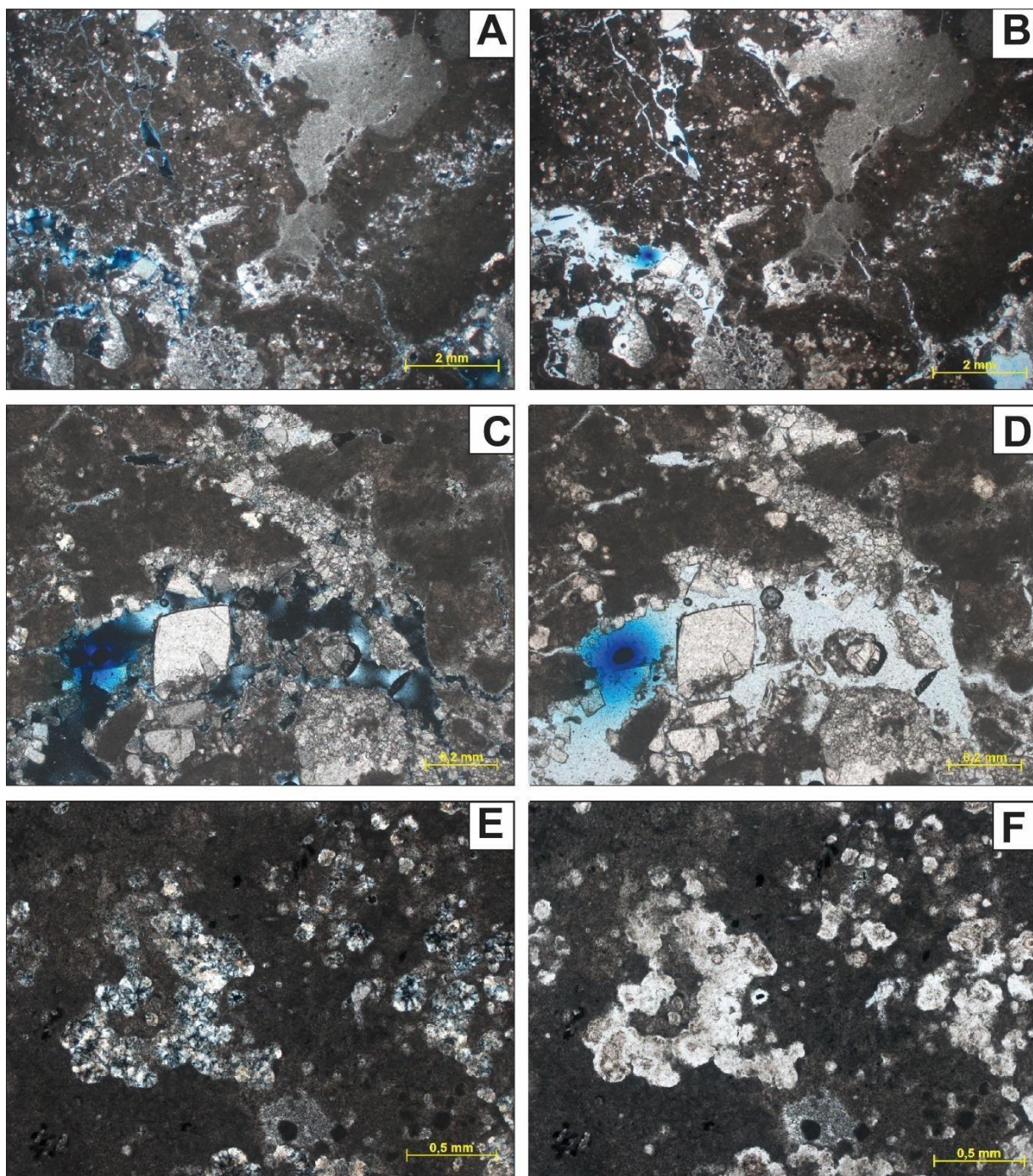


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 8

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, moderadamente selecionado, moda: areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos e bioclastos de ostracodes. Pelóides e ooides cobertos por franjas de calcita e micritizados. Intensa cimentação por calcita blocosa, esferulitos de calcedônia em poro interpartícula. Porosidade (~ 5 %) dos tipos móldica, interpartícula, reduzida pela cimentação.

Figura 128 – Fotomicrografias Plug 8: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Calcita blocosa 10x (//P) **D)** Calcita blocosa 10x (XP) **E)** Esferulitos de calcedônia 5x (//P) **F)** Esferulitos de calcedônia 5 x (XP)

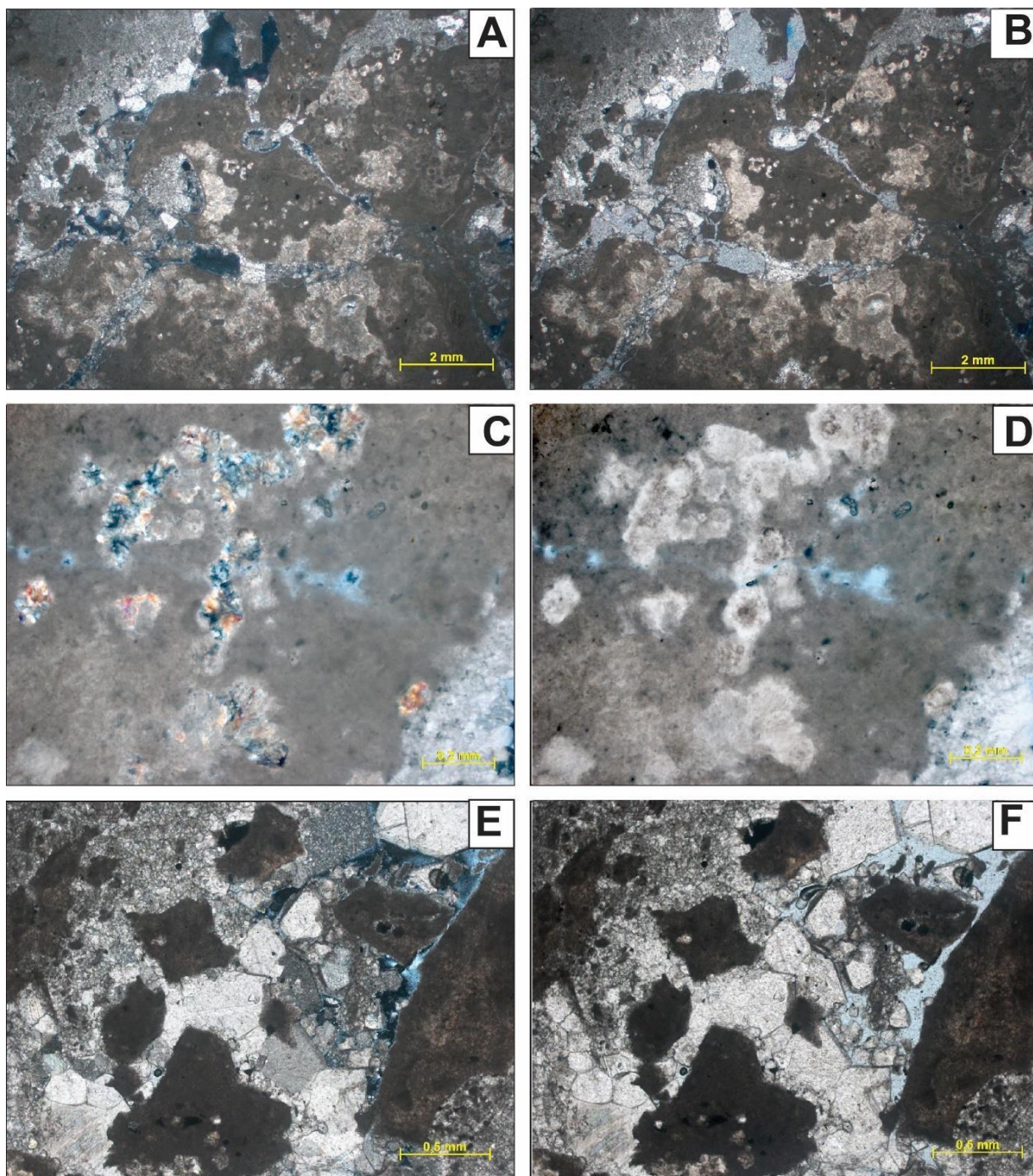


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 9

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, mal selecionado. Moda: areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos e bioclastos. Pelóides e ooides cobertos por franjas de calcita. Cimentação por calcita blocosa, esferulitos de calcedônia em poro interpartícula. Porosidade (~ 12 %) dos tipos móldica, interpartícula, vugular e de fratura de rocha.

Figura 129 - Fotomicrografias Plug 9: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Esferulitos de calcedônia 10x (//P) **D)** Esferulitos de calcedônia 10x (XP) **E)** Cimentação de calcita macrocristalina em poro interpartícula 5x (//P) **F)** Cimentação de calcita macrocristalina em poro interpartícula 5 x (XP)

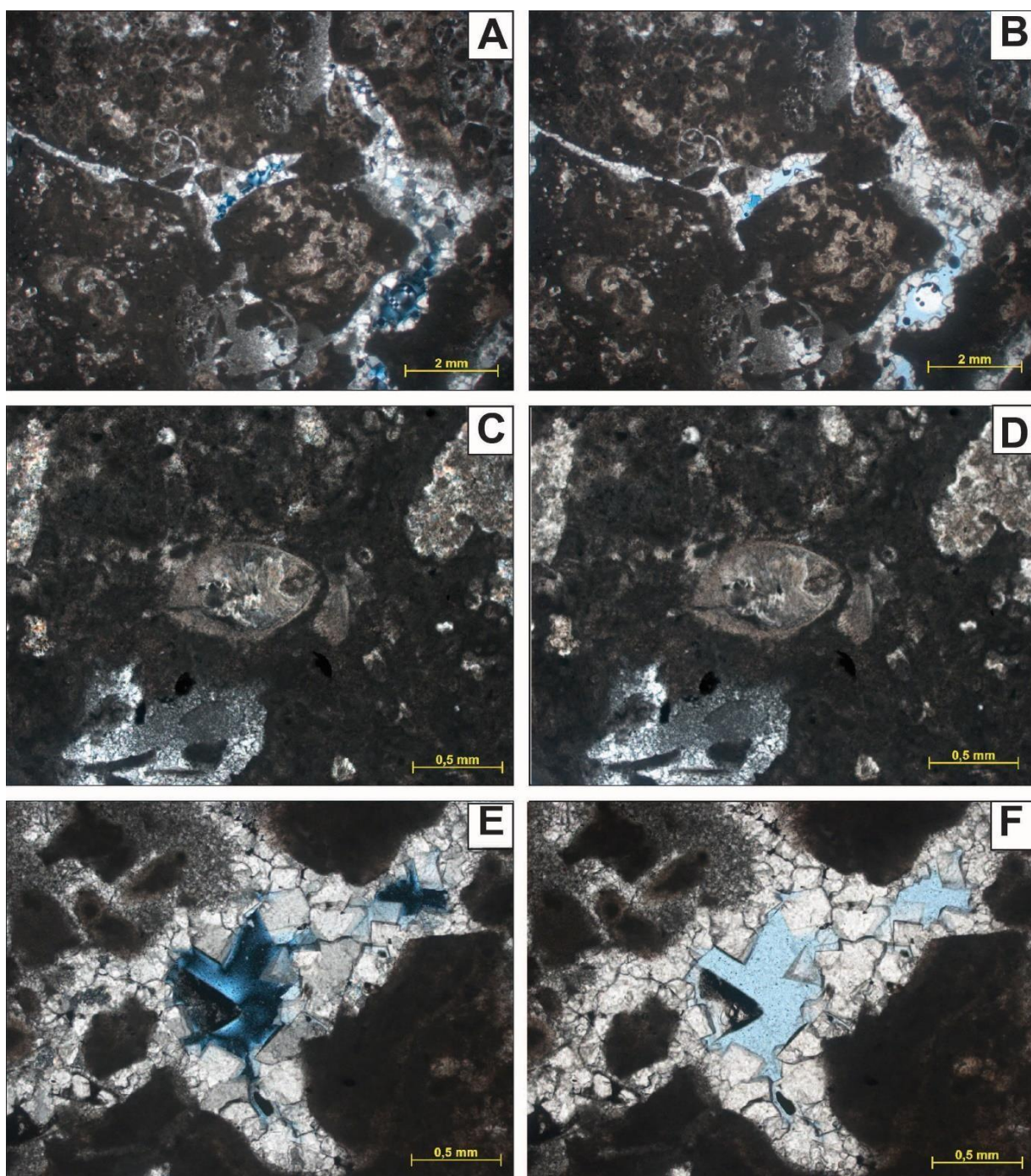


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 10

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, mal selecionado. Moda: Areia fina. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos e bioclastos. Pelóides e ooides cobertos por franjas de calcita e cristais prismáticos de calcita. Intensa cimentação por calcita blocosa e macrocristalina. Moderada cimentação por dolomita blocosa. Esferulitos de calcedônia em poro interpartícula e sílica diagenética preenchendo poro. Porosidade (~ 8 %) dos tipos móldica, interpartícula, reduzida pela cimentação e compactação.

Figura 130 – Fotomicrografias Plug 10: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Bioclastos de ostracodes 5x (//P) **D)** Bioclastos de ostracodes 5x (XP) **E)** Cimentação de calcita blocosa em poro interpartícula 5x (//P) **F)** Cimentação de calcita blocosa em poro interpartícula 5 x (XP)

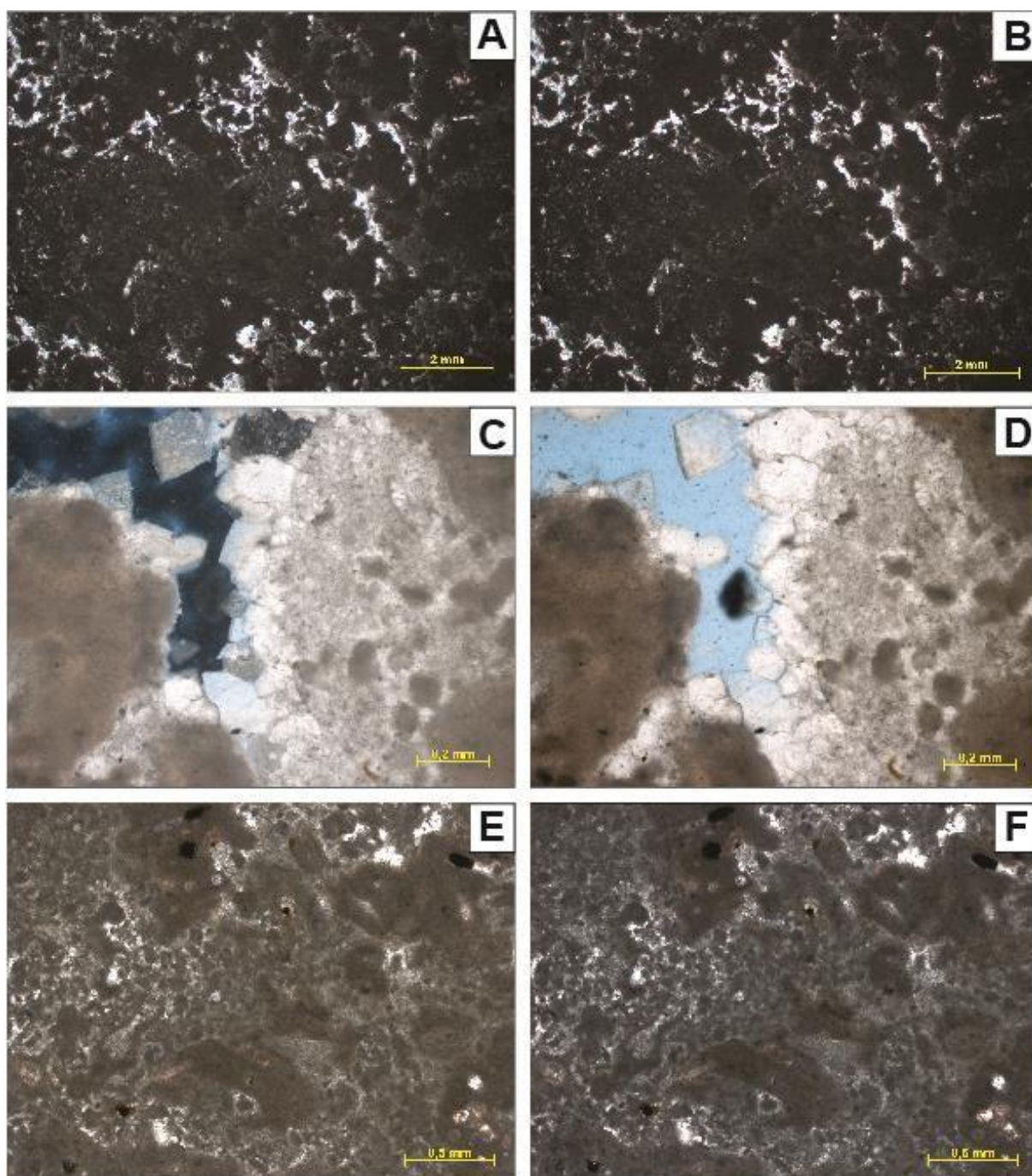


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 11

A amostra foi classificada como um Grainstone peloidal. Maciço, mal selecionado. Moda areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos, bioclastos de bivalves e gastropodes. Pelóides e ooides cobertos por franjas prismáticas de calcita. Intensa cimentação por calcita blocosa e mosaico grosso. Dolomita macrocristalina em poro interpartícula. Esferulitos de calcedônia em poro interpartícula, pirita macrocristalina substituindo constituintes. Porosidade (~ 5 %) dos tipos móldica, interpartícula, reduzida pela cimentação.

Figura 131 - Fotomicrografias: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Cristais de calcita cobrindo grãos e cimentando poro interpartícula 10 x (//P) **D)** Cristais de calcita cobrindo grãos e cimentando poro interpartícula 10 x (XP) **E)** Detalhe da fábrica peloidal 5x (//P) **F)** Detalhe da fábrica peloidal 5x (XP).

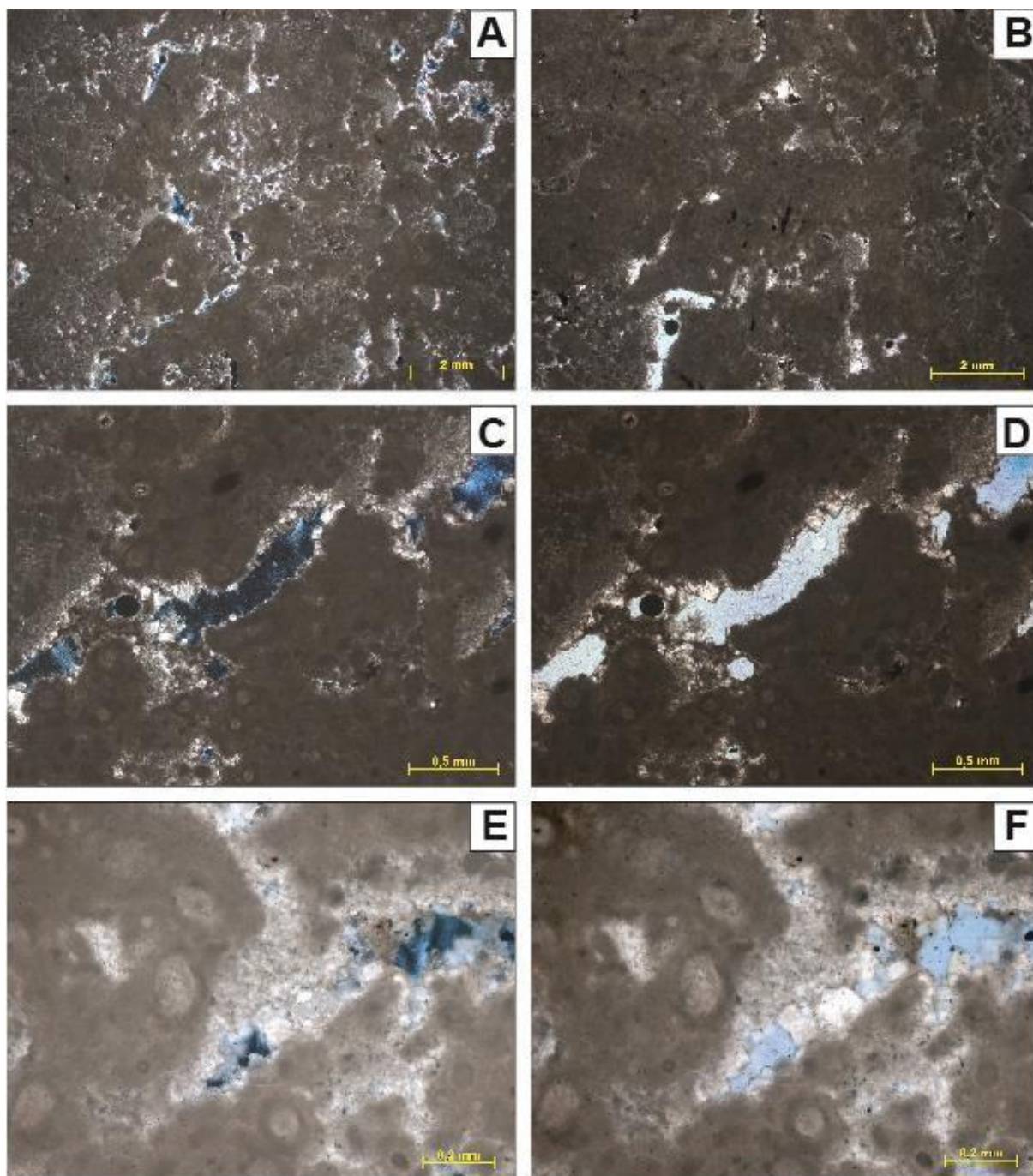


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 12

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, mal selecionada, moda areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos, e bioclastos de ostracodes e gastropodes. Cimentação por calcita macrocristalina e dolomita blocosa. Pirita macrocristalina substituindo constituintes. Porosidade (~5 %) dos tipos móldica, interpartícula, reduzida pela cimentação.

Figura 132 – Fotomicrografias Plug 12: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Poro interpartícula 5x (//P) **D)** Poro interpartícula 5x (XP) **E)** Cimentação por calcita 10x (//P) **F)** Cimentação por calcita 10x (XP).

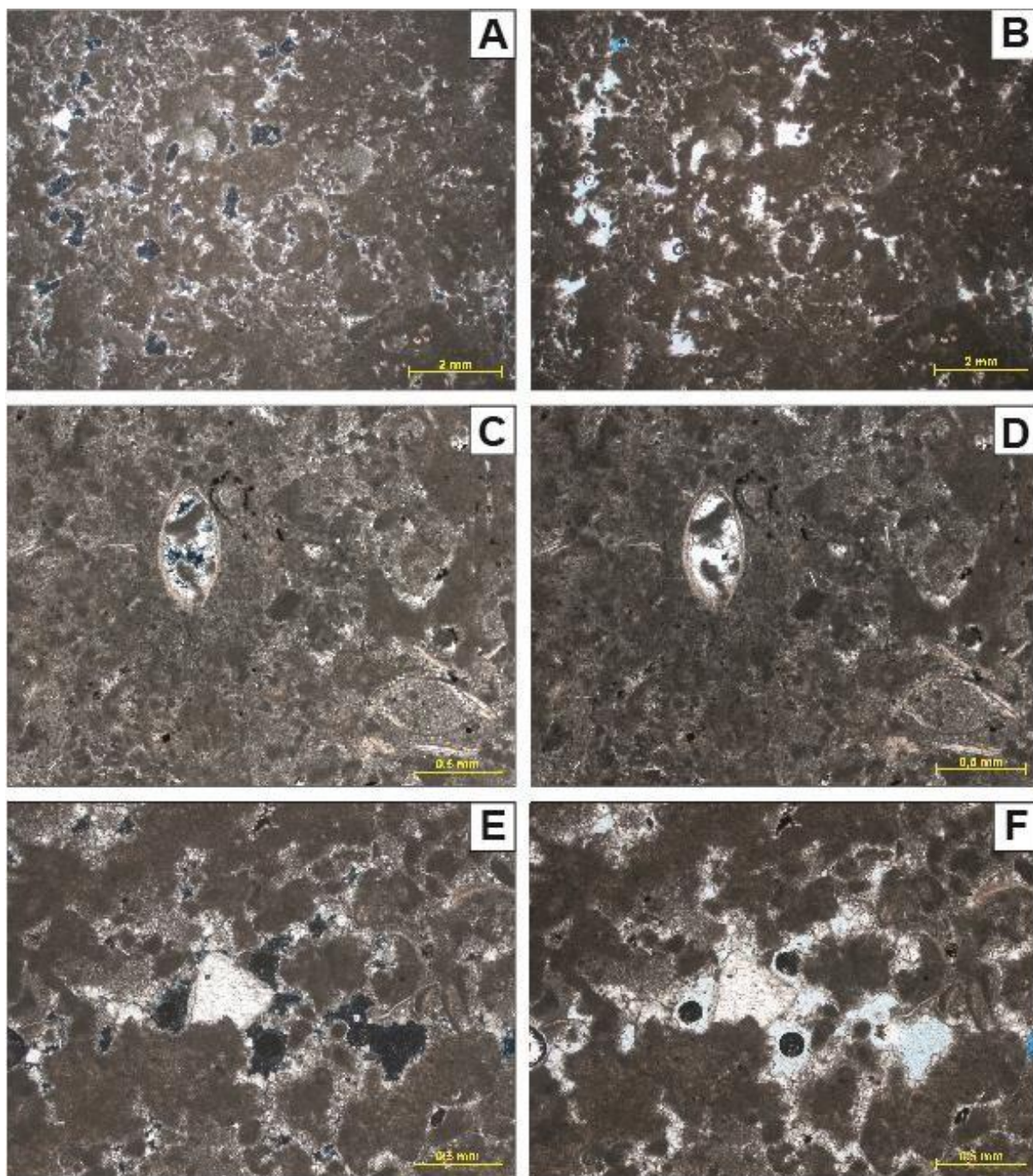


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 13

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, moderadamente selecionado. Moda areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos, e bioclastos. Cimentação por calcita macrocristalina e blocosa, bioclastos de ostracode recristalizados. Pirita macrocristalina substituindo constituintes. Porosidade (~ 8 %) dos tipos móldica, interpartícula, reduzida pela cimentação.

Figura 133 – Fotomicrografias Plug 13 : **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Bioclasto de ostracode 5x (//P) **D)** Bioclasto de ostracode 5x (XP) **E)** Cimentação por calcita blocosa 5x (//P) **F)** Cimentação por calcita blocosa 5x (XP)

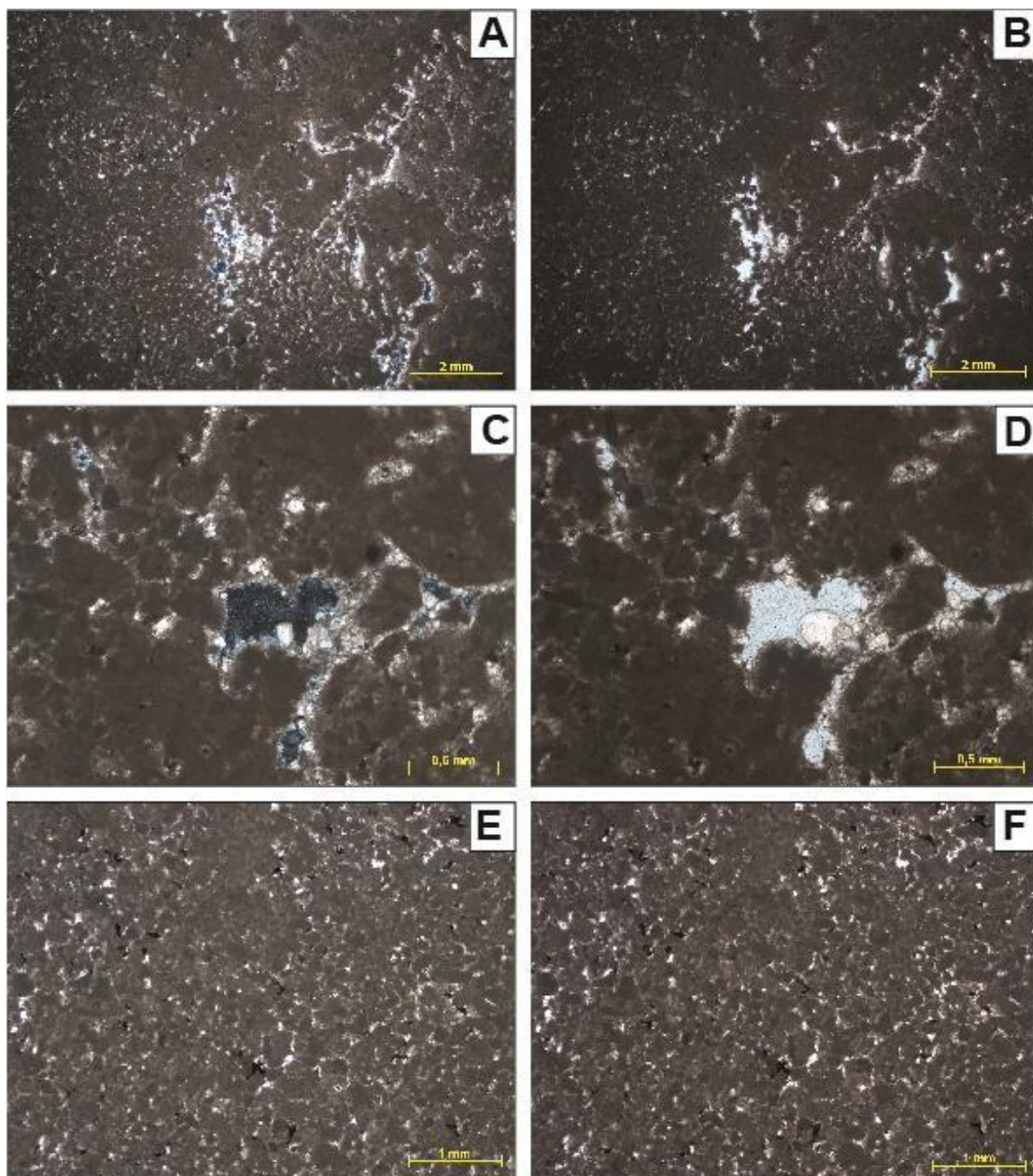


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 14

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, moderadamente selecionado. Moda: areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos, bioclastos e grãos siliciclásticos. Cimentação por calcita macrocristalina e blocosa. Pirita macrocristalina substituindo constituintes. Porosidade (~ 10 %) dos tipos móldica, interpartícula e vugular.

Figura 134 - Fotomicrografias Plug 14: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Cimentação por calcita 5x (//P) **D)** Cimentação por calcita 5x (XP) **E)** Pelóides 2.5x (//P) **F)** Pelóides 2.5x (XP)

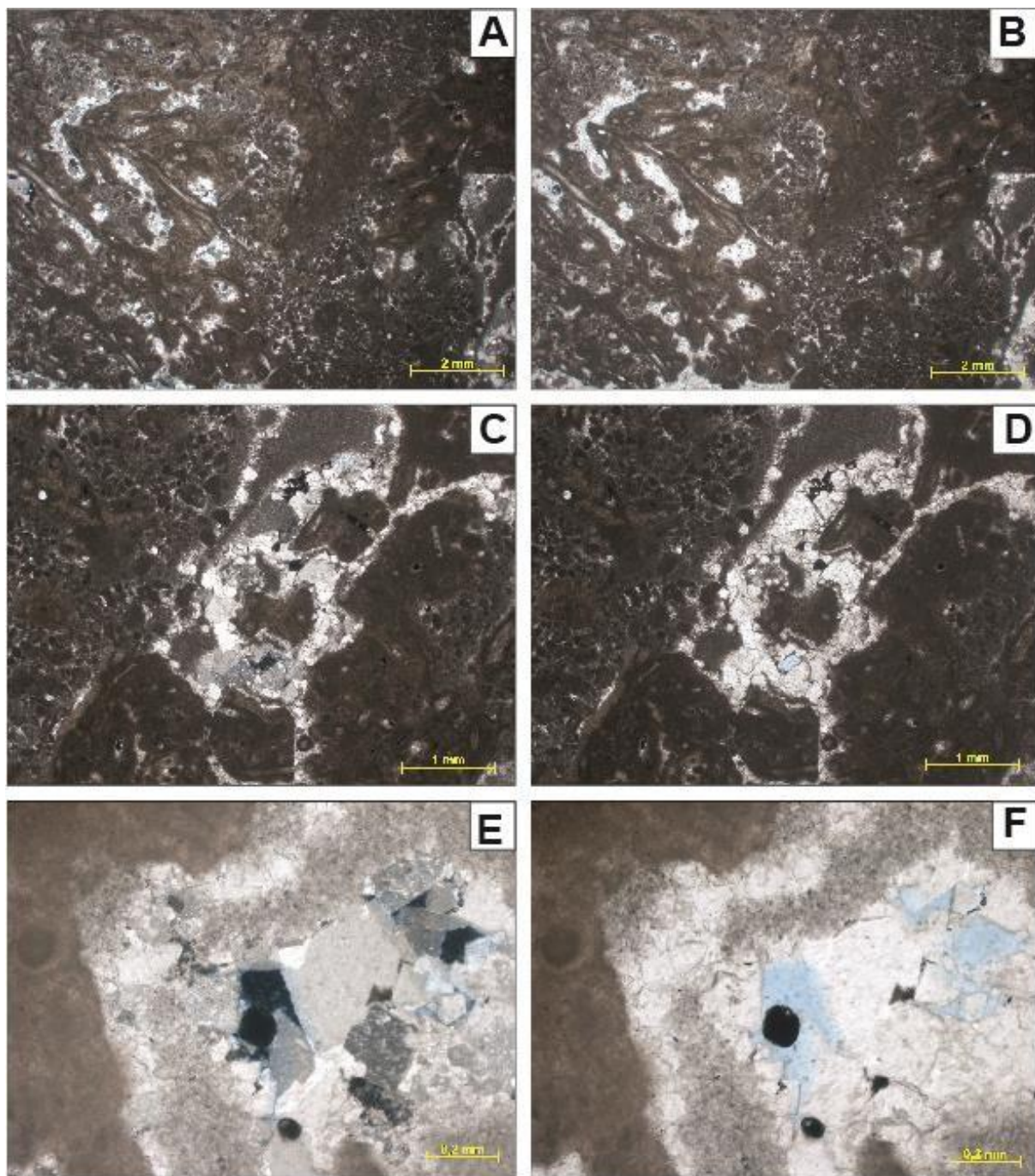


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 15

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, moderadamente selecionado. Moda areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos, e bioclastos. Cimentação por calcita macrocristalina e blocosa. Pirita macrocristalina substituindo constituintes, gipsita fibrosa preenchendo poro. Porosidade (~ 8 %) dos tipos móldica, interpartícula e vugular.

Figura 135 – Fotomicrografias Plug 15: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Cimentação por calcita macrocristalina em poro interpartícula 2.5x (//P) **D)** Cimentação por calcita macrocristalina em poro interpartícula 2.5x (XP) **E)** Detalhe da cimentação blocosa de calcita 10x (//P) **F)** Detalhe da cimentação blocosa de calcita 10x (XP)

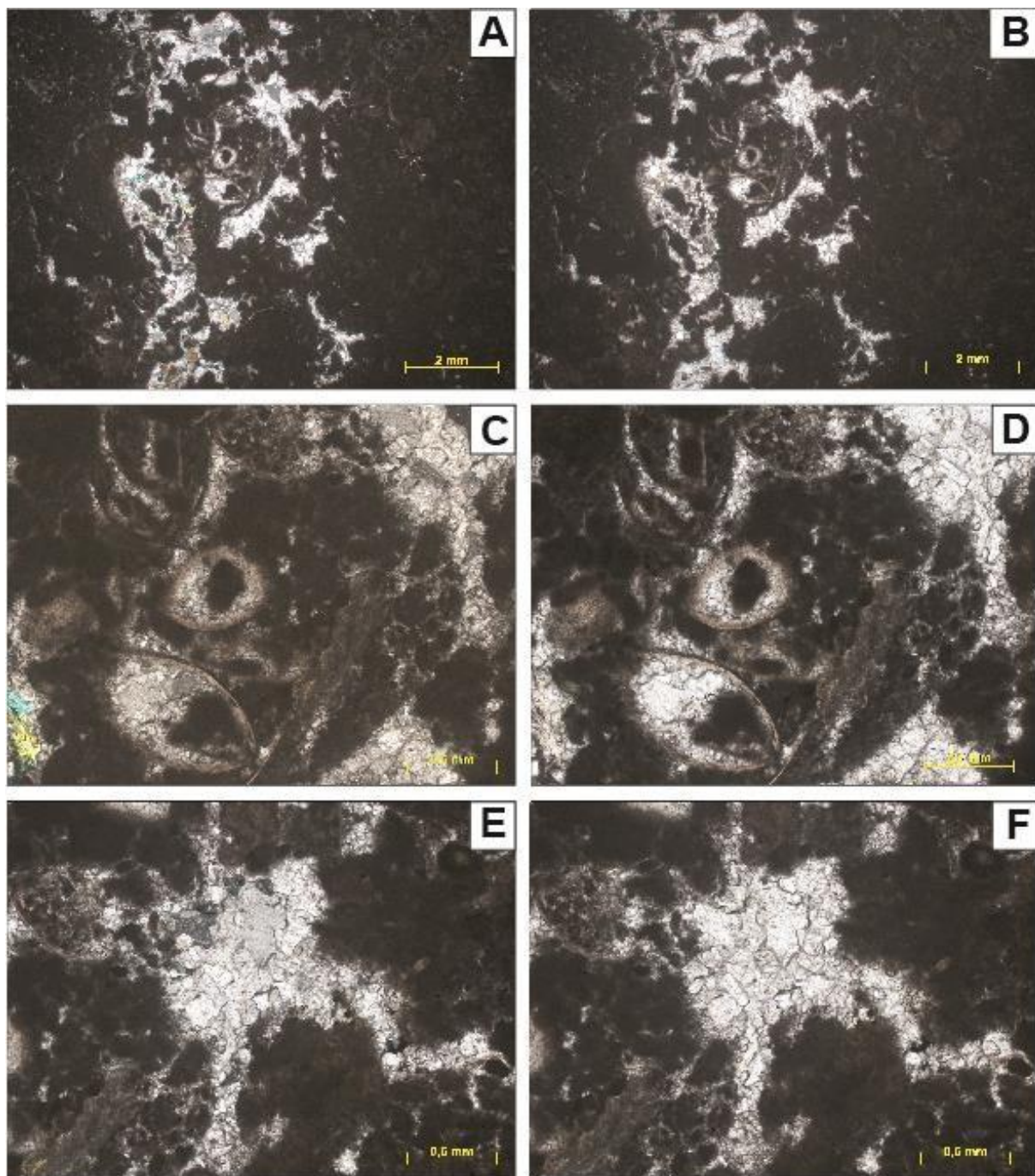


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 16

A amostra foi classificada como um Grainstone. Maciço, moderadamente selecionada. Moda: Areia média. Composto por pelóides, ooides, intraclastos carbonáticos, e bioclastos. Cimentação por calcita macrocristalina e blocosa. Pirita macrocristalina e microcristalina substituindo constituintes. Porosidade (~ 8 %) dos tipos móldica, interpartícula e vugular.

Figura 136 – Fotomicrografias Plug 16: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Bioclastos de ostradoes 5x (//P) **D)** Bioclastos de ostracodes 5x (XP) **E)** Detalhe da cimentação de calcita macrocristalina 10x (//P) **F)** Detalhe da cimentação de calcita macrocristalina 10x (XP)

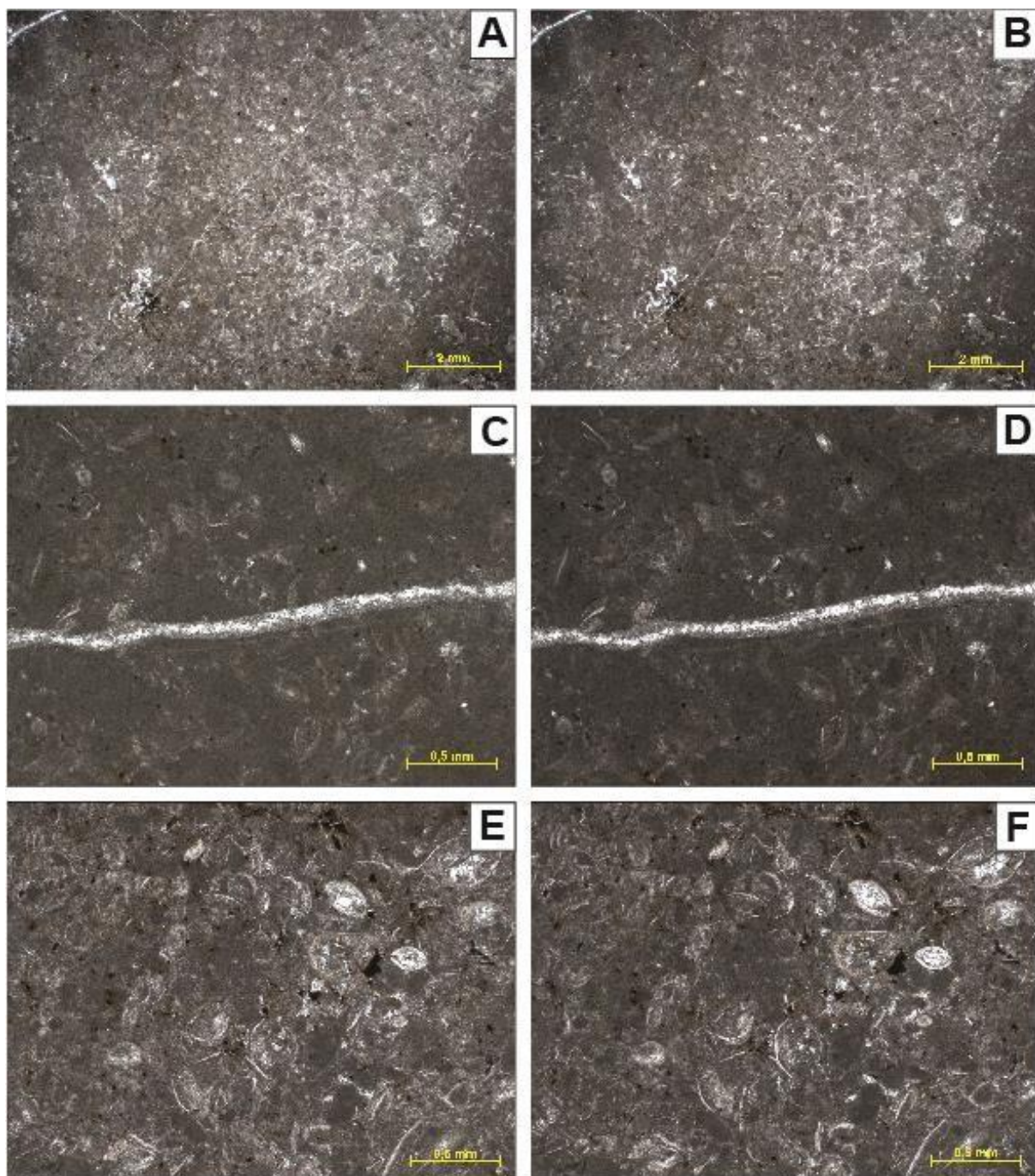


Fonte: O autor, 2022

Bloco 1 – Core 17

A amostra foi classificada como Grainstone. Maciço, moderadamente selecionado. Moda: areia média. Composto por peloides, ooides, intraclastos carbonáticos, e bioclastos. Cimentação por calcita macrocristalina e blocosa, alguns bioclastos cobertos por cristais prismáticos de calcita. Veio de calcita preenchendo fratura. Pirita macrocristalina substituindo constituintes. Porosidade (~ 8 %) dos tipos móldica, interpartícula e vugular.

Figura 137 - Fotomicrografias Plug 17: **A)** Visão geral 1.25x polarizadores descruzados (//P) **B)** Visão geral 1.25x polarizadores cruzados (XP) **C)** Veio preenchido por calcita 5x (//P) **D)** Veio preenchido por calcita 5x (XP) **E)** Bioclastos de ostracodes e bivalves 5x (//P) **F)** Bioclastos de ostracodes e bivalves 5x (XP).



Fonte: O autor, 2022

10.3 Microtomografia de Raios X μ CT

Os dados do microtomógrafo foram registrados na forma de projeções do objeto, em diversos ângulos, sobre o detector plano, obtendo as chamadas radiografias. Em seguida essas radiografias passaram por um processo de reconstrução a fim de gerar os tomogramas bidimensionais (slices), os quais quando empilhados, geram uma imagem tridimensional do objeto imageado. A possibilidade de visualização tridimensional não destrutiva do interior das rochas e análises quantitativas automatizadas nas centenas de seções microtomográficas e no volume são as principais contribuições que a microtomografia de raios X fornece aos estudos petrográficos e microestruturais.

A tabela a seguir apresenta o resumo dos resultados quantitativos obtidos, estão exibidos os valores para a porosidade total obtida diretamente através da microCT. Para as medidas de permeabilidade, foram considerados os plugs com porosidade superior a 3,00%, com exceção do Plug 17, o qual foi utilizado como referência que a permeabilidade em amostras com porosidade inferior a 3% é insignificativa.

Tabela 11. Resultados quantitativos

Amostra	Volume Total Analisado	Volume de Poros	Porosidade Total
Plugue 1	17,384 cm ³	0,683 cm ³	3,95 %
Plugue 2	8,605 cm ³	0,634 cm ³	7,37 %
Plugue 3	8,706 cm ³	0,123 cm ³	1,41 %
Plugue 4	10,763 cm ³	0,218 cm ³	2,03 %
Plugue 5	10,850 cm ³	0,641 cm ³	5,91 %
Plugue 6	12,183 cm ³	1,122 cm ³	9,21 %
Plugue 7	14,979 cm ³	0,187 cm ³	1,25 %
Plugue 8	11,966 cm ³	0,896 cm ³	7,49 %
Plugue 9	20,006 cm ³	2,050 cm ³	10,25 %

Plugue 10	26,742 cm ³	0,544 cm ³	2,03 %
Plugue 11	17,760 cm ³	0,155 cm ³	0,87 %
Plugue 12	20,005 cm ³	0,749 cm ³	3,74 %
Plugue 13	18,340 cm ³	0,829 cm ³	4,52 %
Plugue 14	19,499 cm ³	0,141 cm ³	0,72 %
Plugue 15	4,795 cm ³	0,004 cm ³	0,07 %
Plugue 16	17,695 cm ³	0,018 cm ³	0,10 %
Plugue 17	21,165 cm ³	0,003cm ³	0,02 %

A seguir serão apresentados os modelos 3D para dos plugues analisados. As medidas de porosidade foram feitas utilizando o software CTAn versão 1.17.7.2 e as de permeabilidade foram feitas utilizando o software Avizo Fire versão 2020.1 utilizando o plugin Xlab Absolut Permeability Simulation. Para visualização nos três eixos foi utilizada o software Data Viewer.

Para os resultados de porosidade as figuras com os modelos 3D do volume analisado, o espaço poroso aparece destacado em azul. Já para os resultados de permeabilidade em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.

Plug 1 μ CT

Volume total analisado: **17,384 cm³**, Porosidade: **3,95 %**, Permeabilidade: **2.15 mD**

Figura 138 . Modelo 3D do volume analisado do plug 1. O espaço poroso aparece destacado em azul

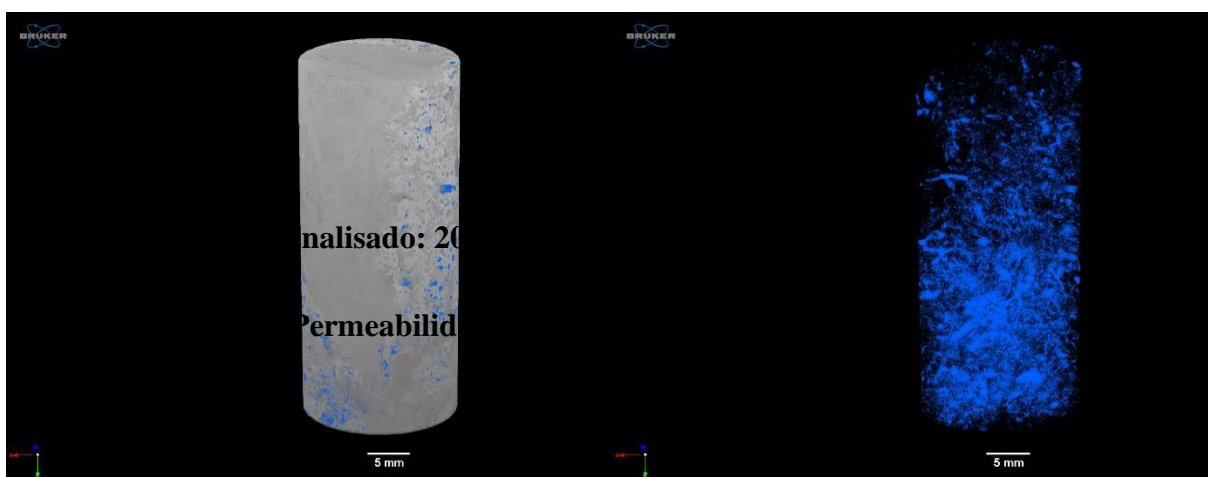


Figura 139 - Resultados de permeabilidade do Plug 1 em vermelho a representação do espaço poroso,

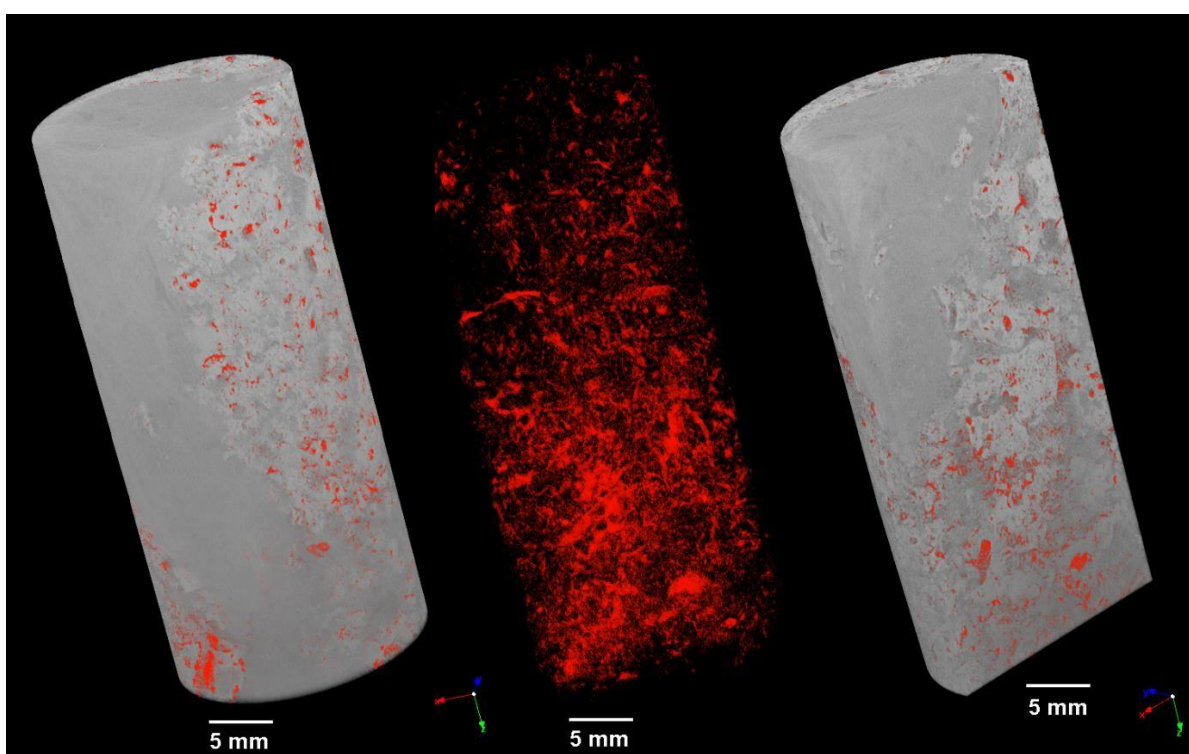


Figura 140 - Resultados de permeabilidade do Plug 1, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.

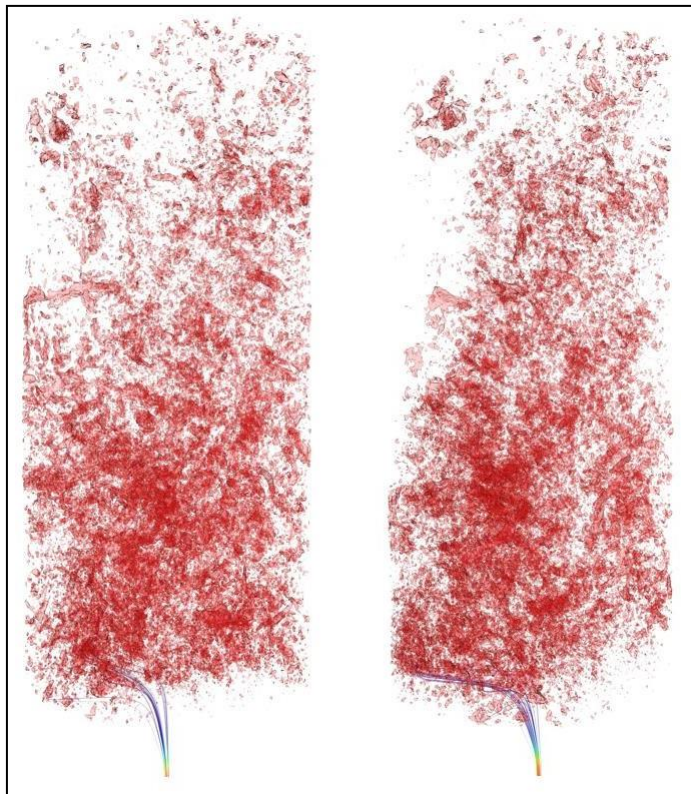
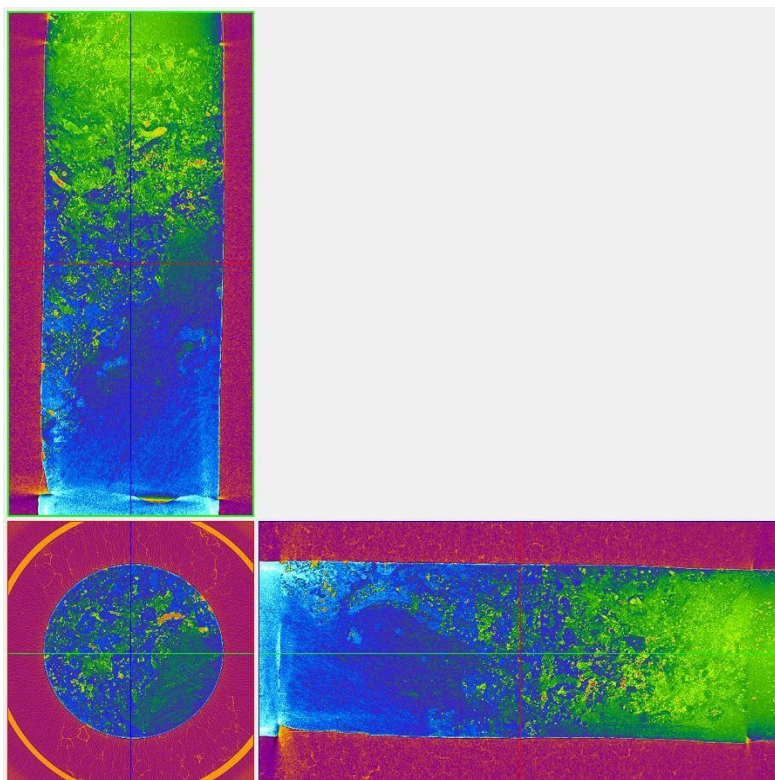


Figura 141. Imagens microtomográficas do Plug 1 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor **dinâmica**.



Plug 2 μ CT

Volume total analisado: **8,605 cm³**, Porosidade: **7,37 %**, Permeabilidade: **84.50 mD**

Figura 142. Modelo 3D do volume analisado do plug 2. O espaço poroso aparece destacado em azul

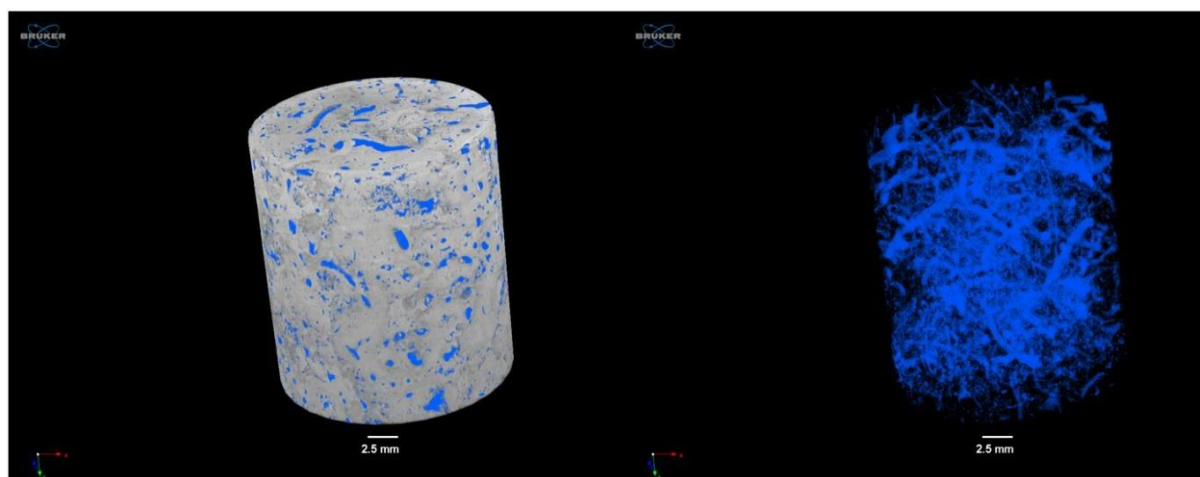


Figura 143 . Resultados de permeabilidade do Plug 2 em vermelho a representação do espaço poroso

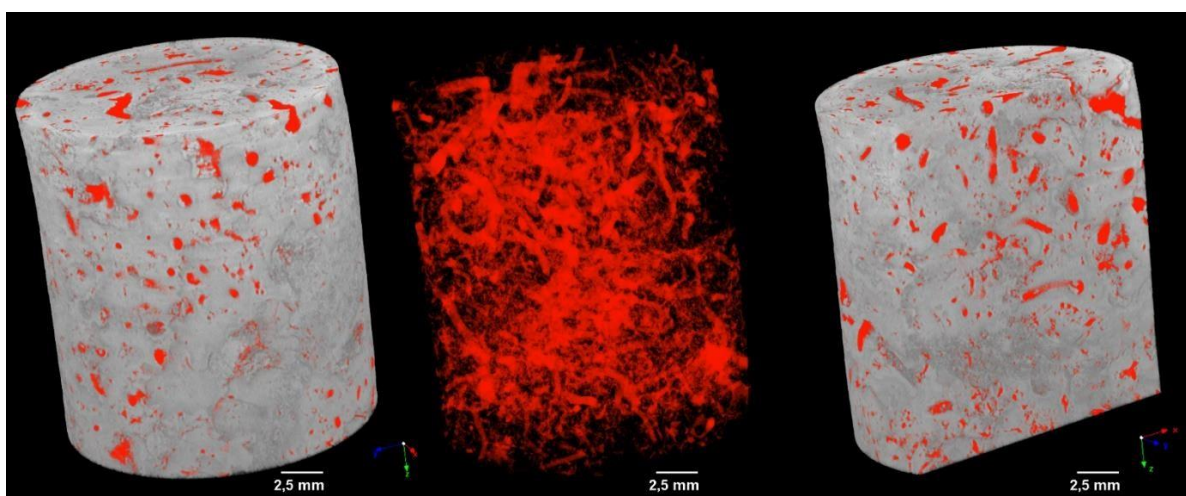


Figura 144. Resultados de permeabilidade do Plug 2, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.

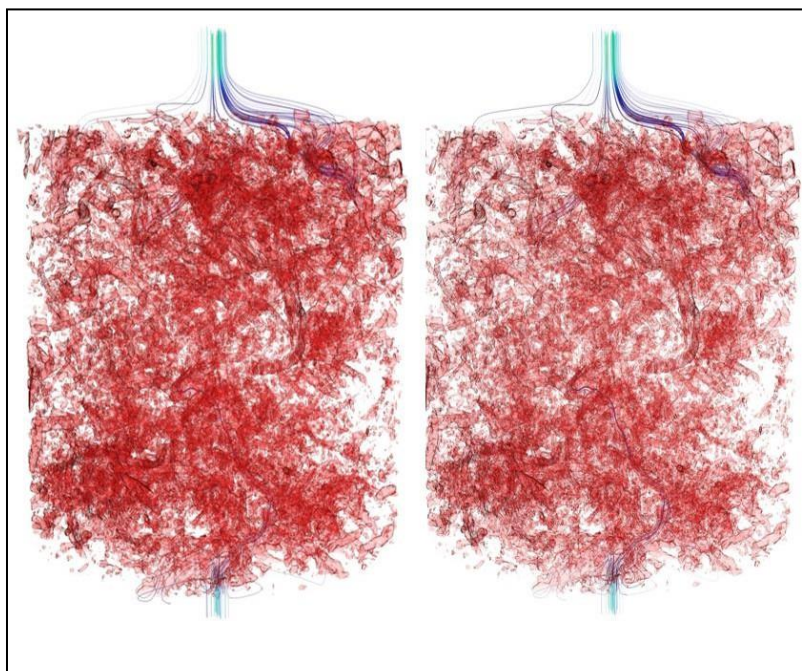
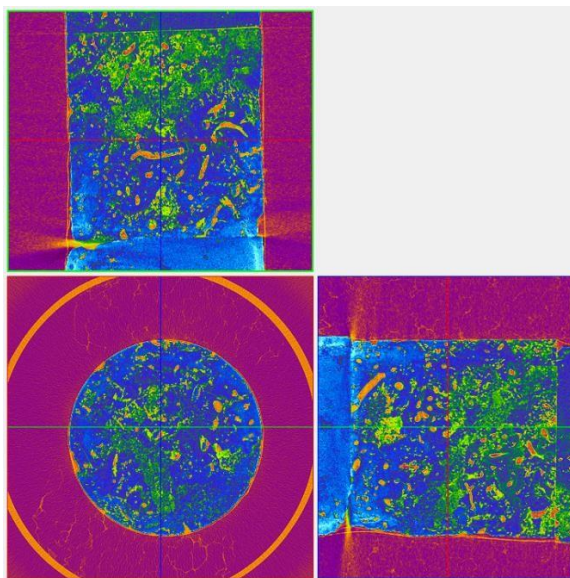


Figura 145. Imagens microtomográficas do Plug 2 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 3 μ CT

Volume total analisado: **8,706 cm³**, Porosidade: **1,41 %**, Permeabilidade: -- **mD**

Figura 146. Modelo 3D do volume analisado do plug 3. O espaço poroso aparece destacado em azul

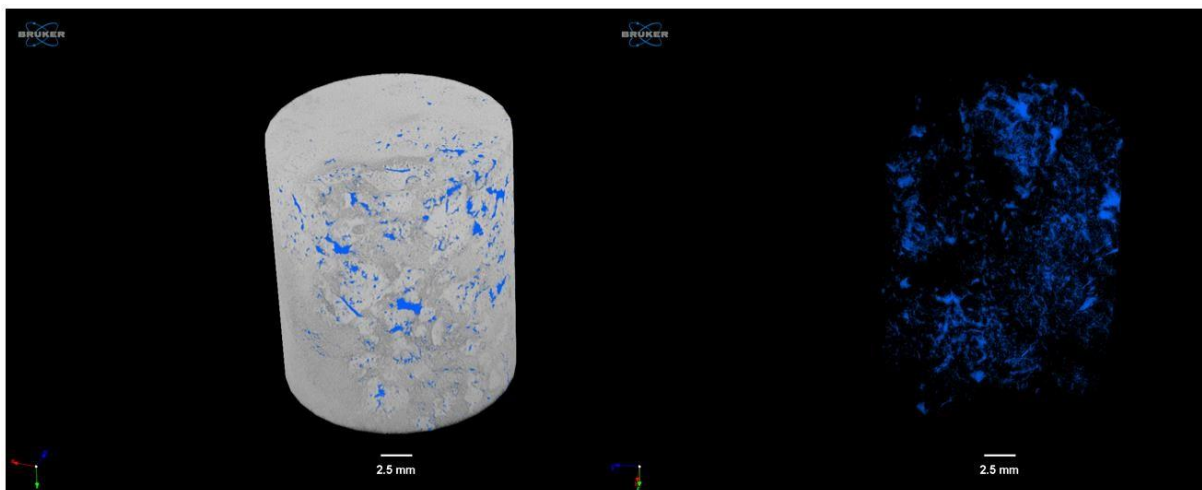
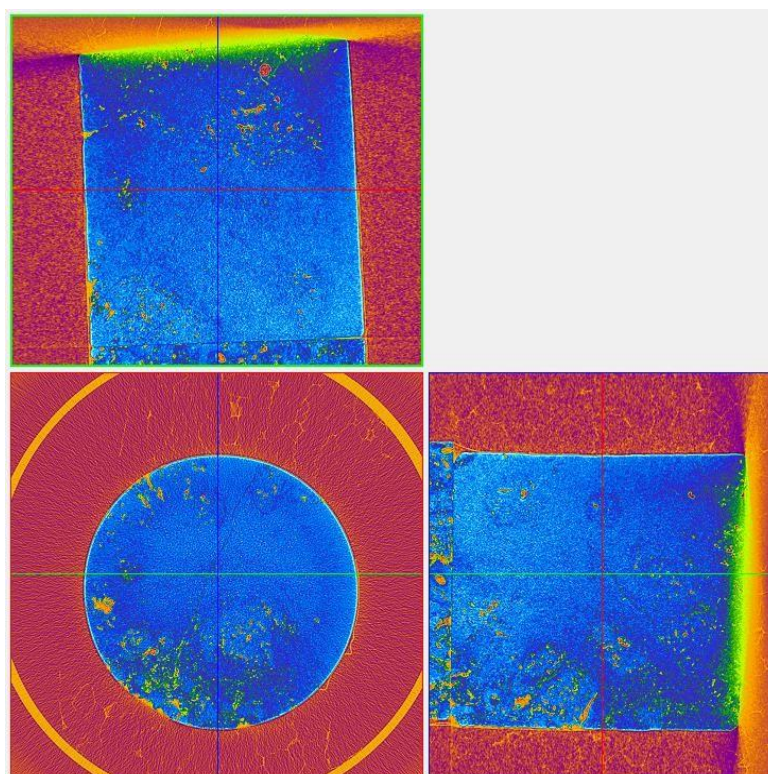


Figura 147. Imagens microtomográficas do Plug 3 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 4 μ CT

Volume total analisado: **10,763 cm³**, Porosidade: **2,03 %**, Permeabilidade: -- **mD**

Figura 148 - Modelo 3D do volume analisado do plug 4. O espaço poroso aparece destacado em azul

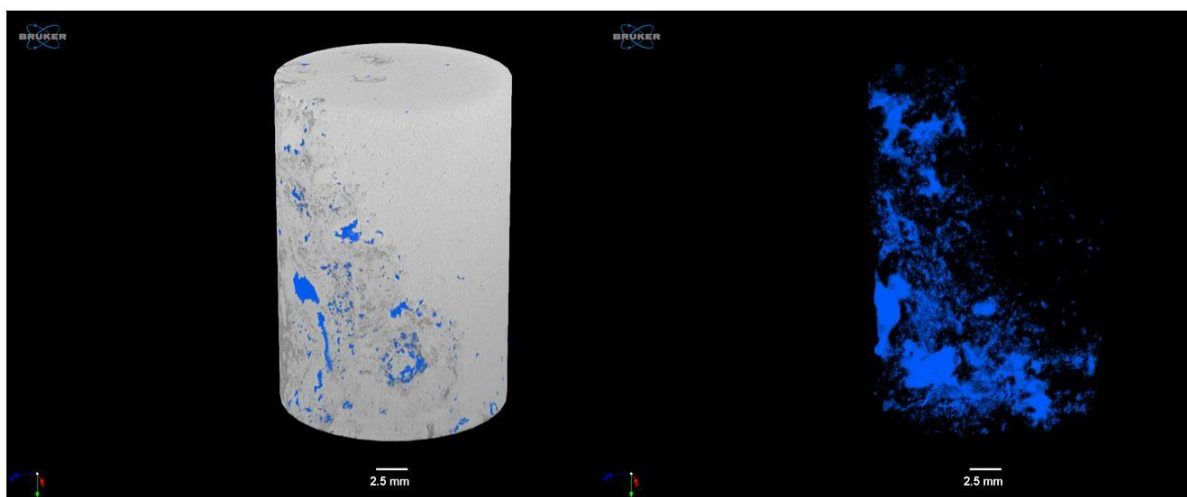
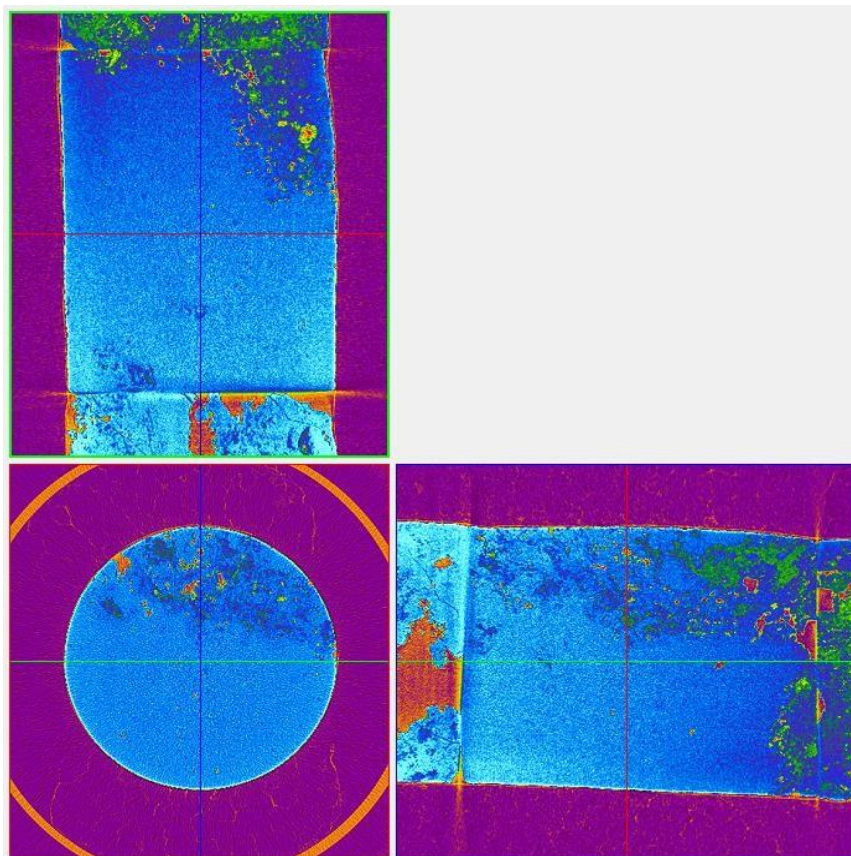


Figura 149 - Imagens microtomográficas do Plug 4 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica



Plug 5 μ CT

Volume total analisado: **10,850 cm³**, Porosidade: **5,91 %**, Permeabilidade: **202.96 mD**

Figura 150 - Modelo 3D do volume analisado do plug 5. O espaço poroso aparece destacado em azul

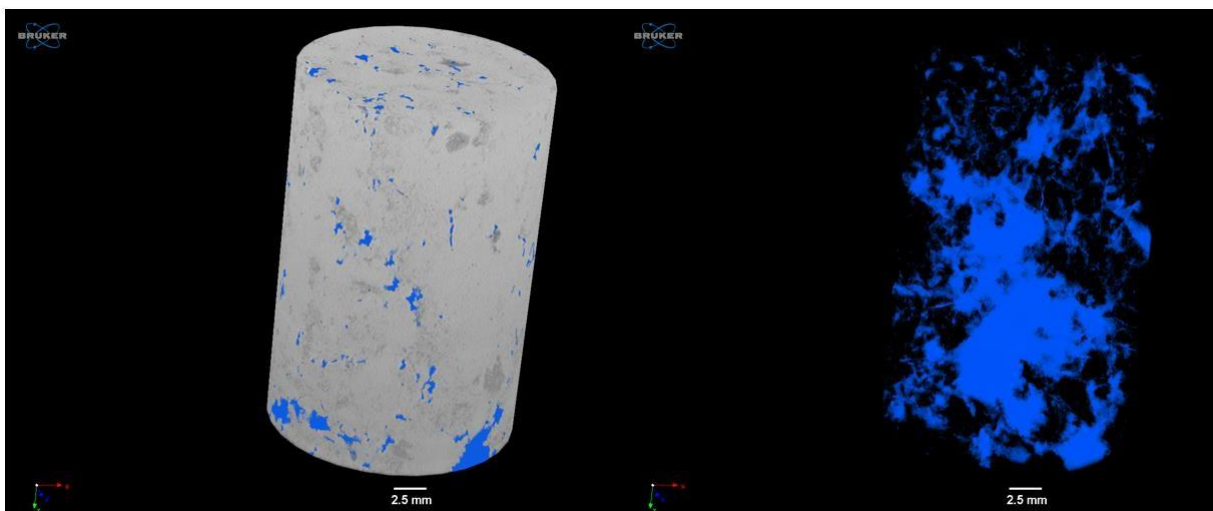


Figura 151 - Resultados de permeabilidade do Plug 5 em vermelho a representação do espaço poroso.

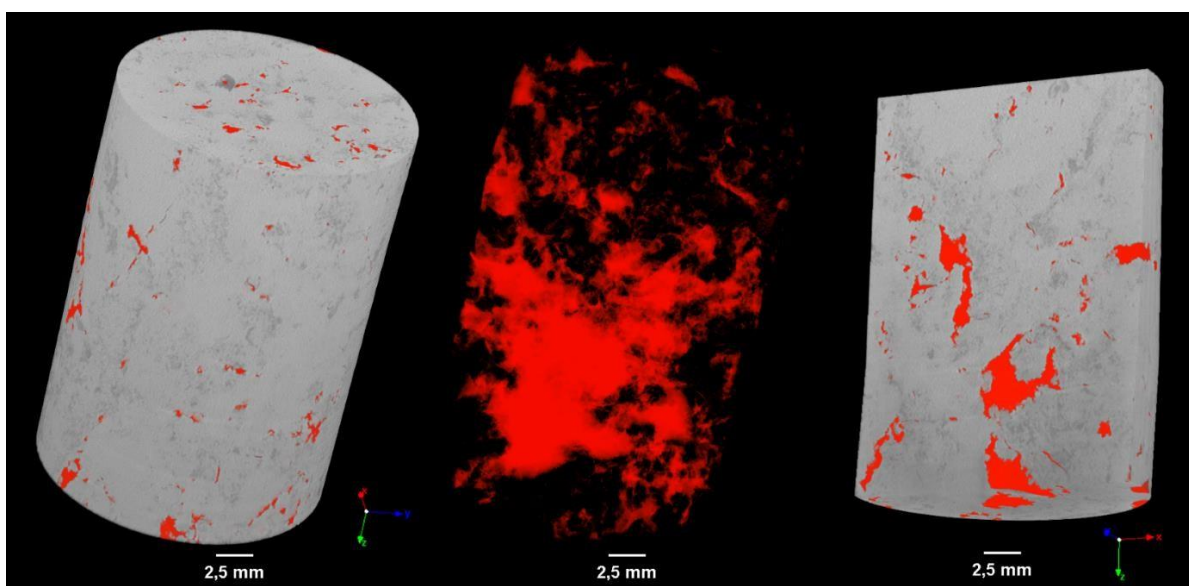


Figura 152 - Resultados de permeabilidade do Plug 5, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.

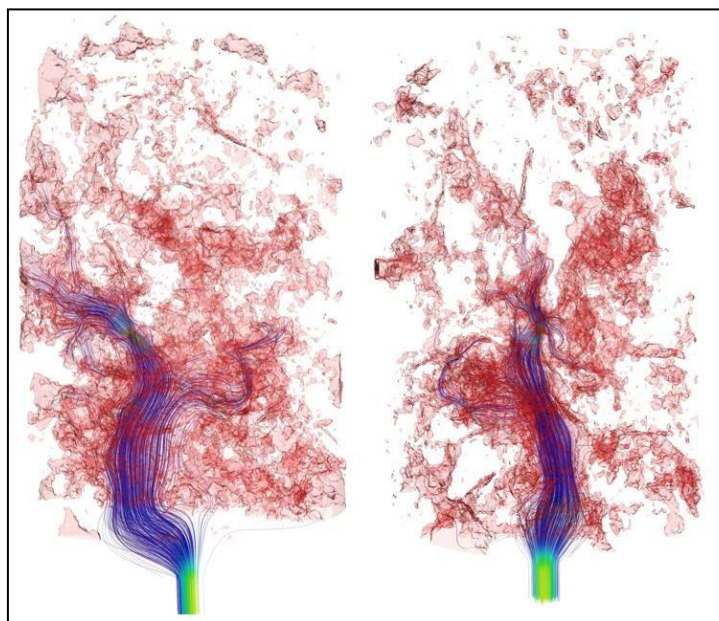
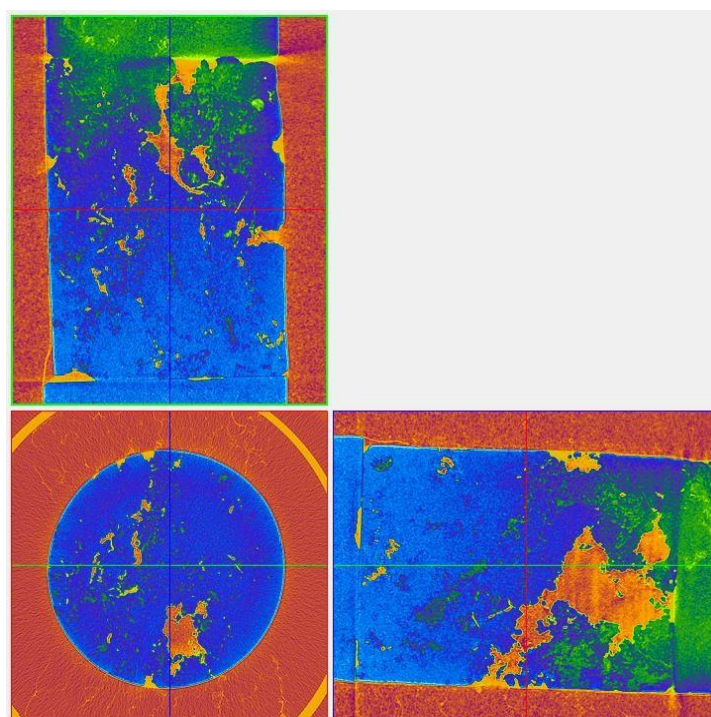


Figura 153 - Imagens microtomográficas do Plug 5 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 6 μ CT

Volume total analisado: **12,183 cm³**, Porosidade: **9,21 %**, Permeabilidade: **2011.63 mD**

Figura 154 - Modelo 3D do volume analisado do plug 6. O espaço poroso aparece destacado em azul

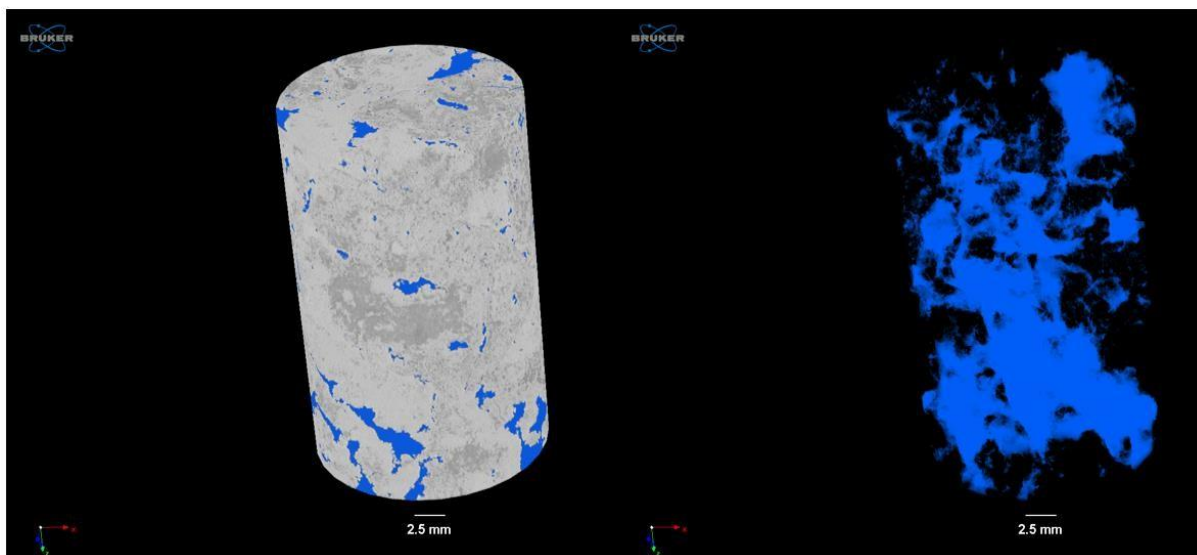


Figura 155 - Resultados de permeabilidade do Plug 6 em vermelho a representação do espaço poroso.

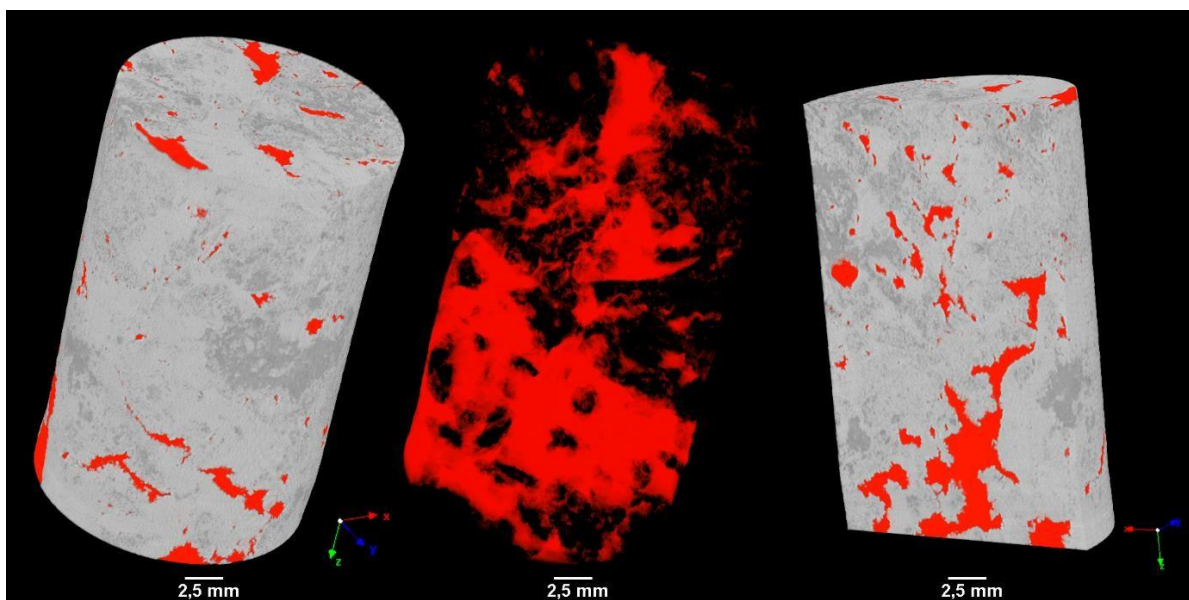


Figura 156 - Resultados de permeabilidade do Plug 6, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade

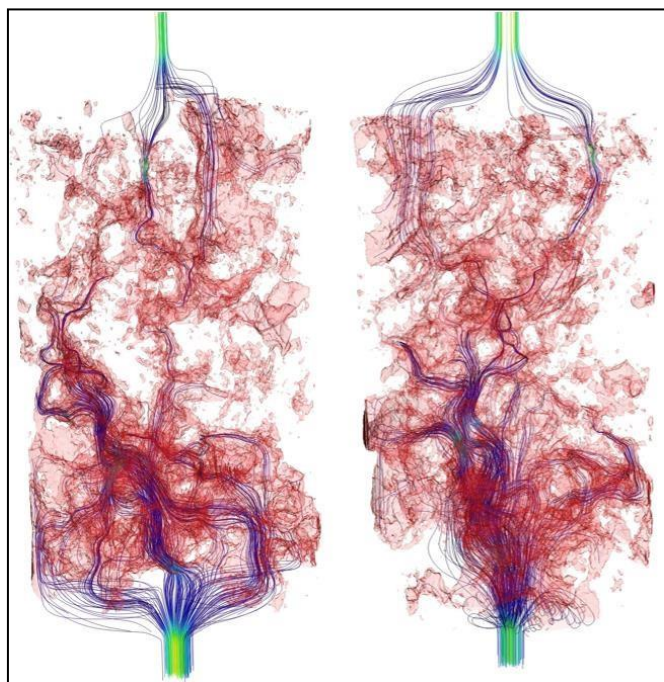
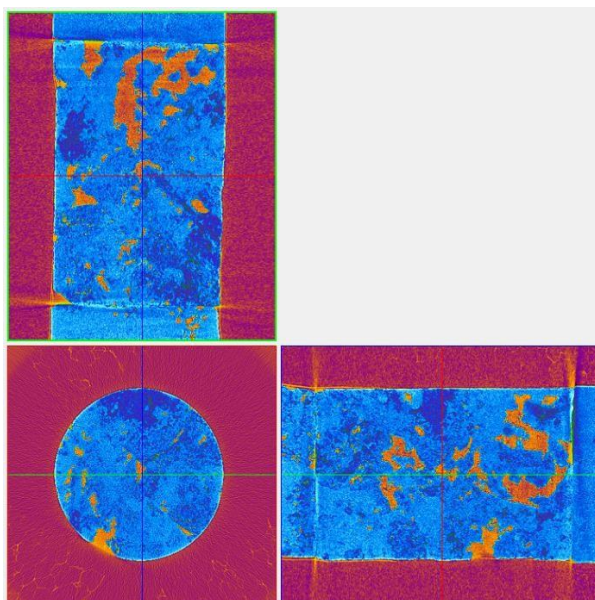


Figura 157 - Imagens microtomográficas do Plug 6 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



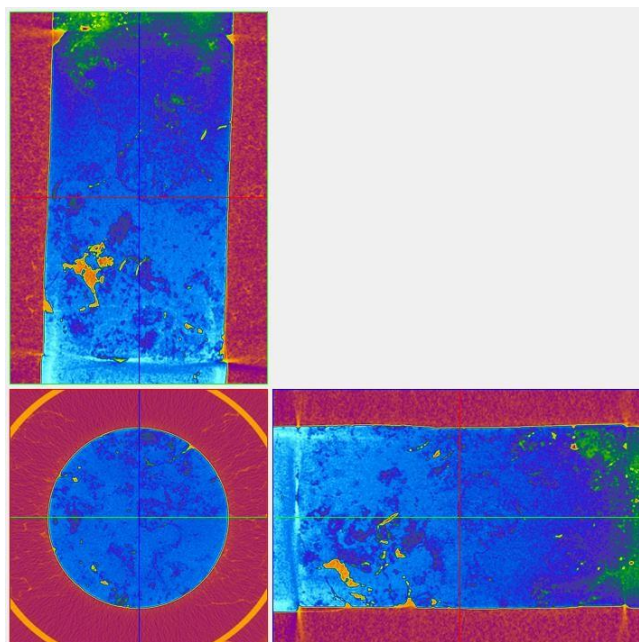
Plug 7 μ CT

Volume total analisado: **14,979 cm³**, Porosidade: **1,25 %**, Permeabilidade: **-- mD**

Figura 158 - Modelo 3D do volume analisado do plug 7. O espaço poroso aparece destacado em azul



Figura 159 - Imagens microtomográficas do Plug 7 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 8 μ CT

Volume total analisado: **11,966 cm³**, Porosidade: **7,49%**, Permeabilidade: **2130.27 mD**

Figura 160 - Modelo 3D do volume analisado do plug 8. O espaço poroso aparece destacado em azul

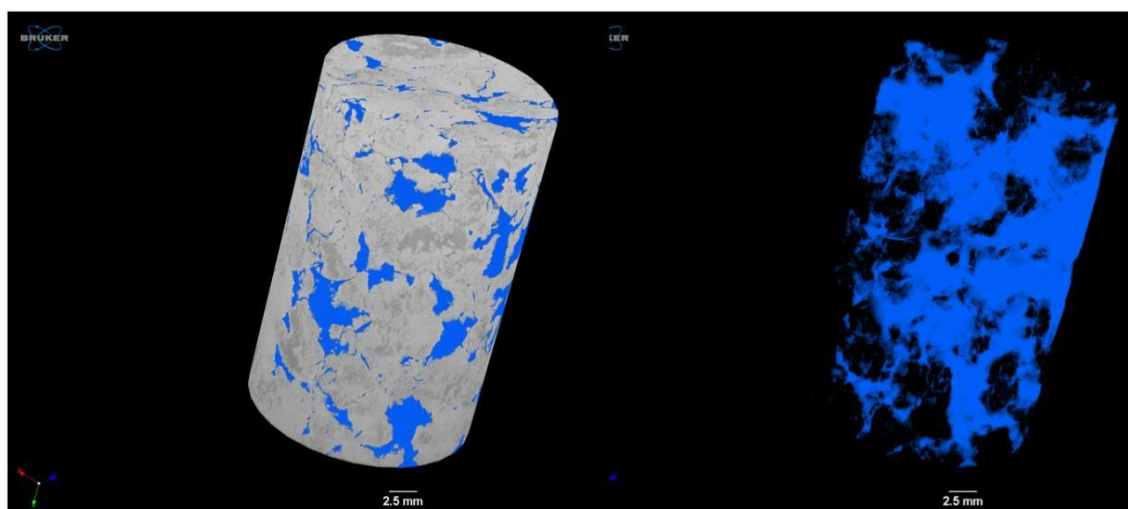


Figura 161 - Resultados de permeabilidade do Plug 8 em vermelho a representação do espaço poroso.

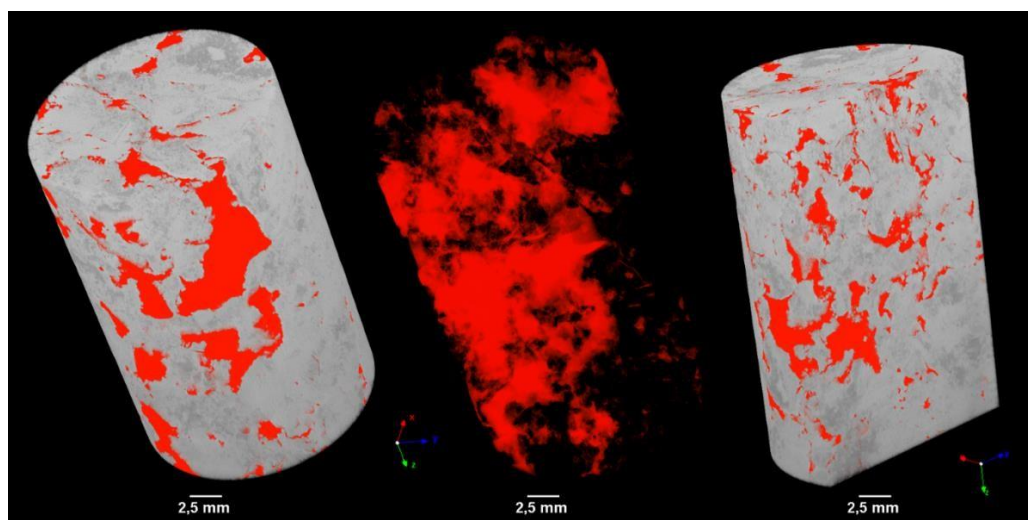


Figura 162 - Resultados de permeabilidade do Plug 8, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade

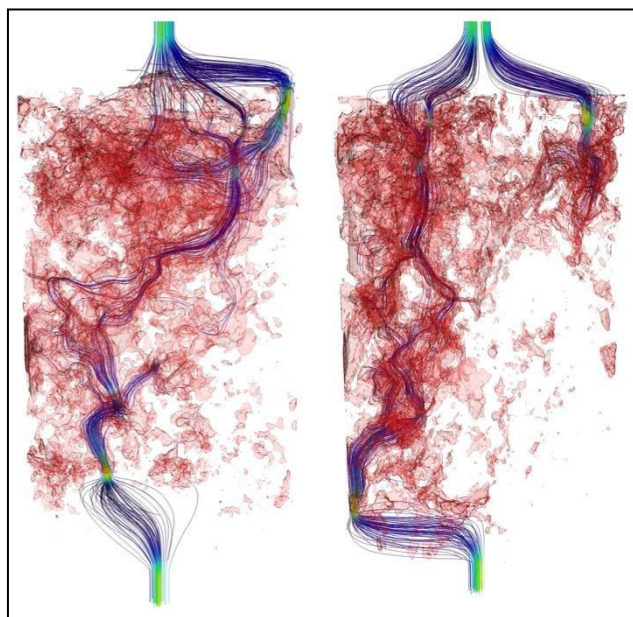
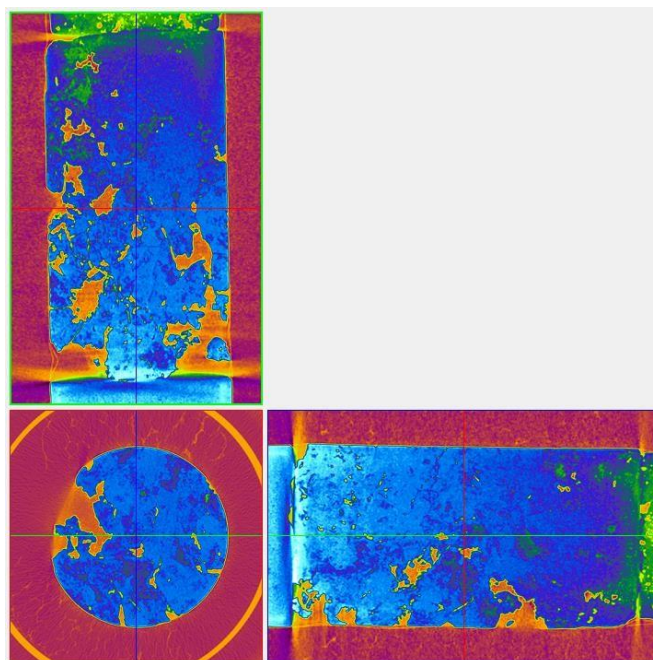


Figura 163 - Imagens microtomográficas do Plug 8 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 9 μ CT

Volume total analisado: **20,006 cm³**, Porosidade: **10,25 %**, Permeabilidade: **2336,50 mD**

Figura 164 - Modelo 3D do volume analisado do plug 9. O espaço poroso aparece destacado em azul

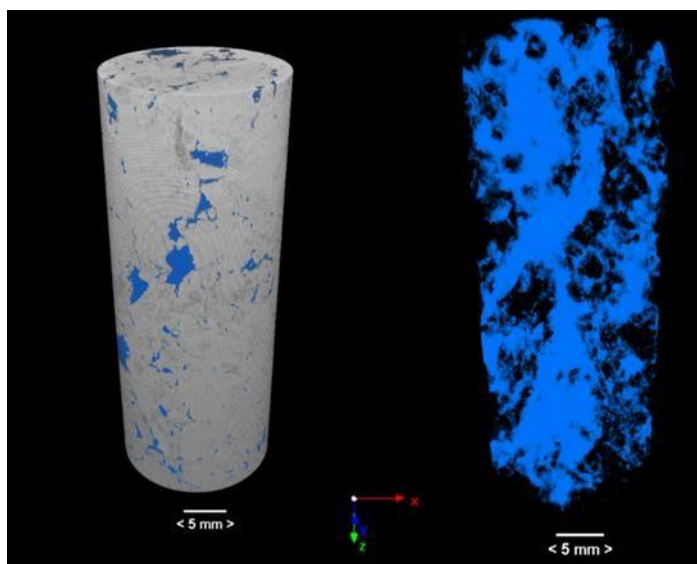


Figura 165 - Resultados de permeabilidade do Plug 9 em vermelho a representação do espaço poroso

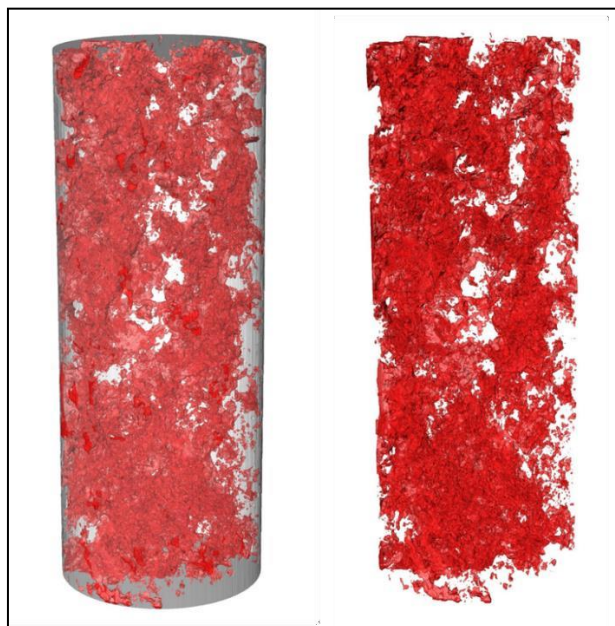


Figura 166. Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade

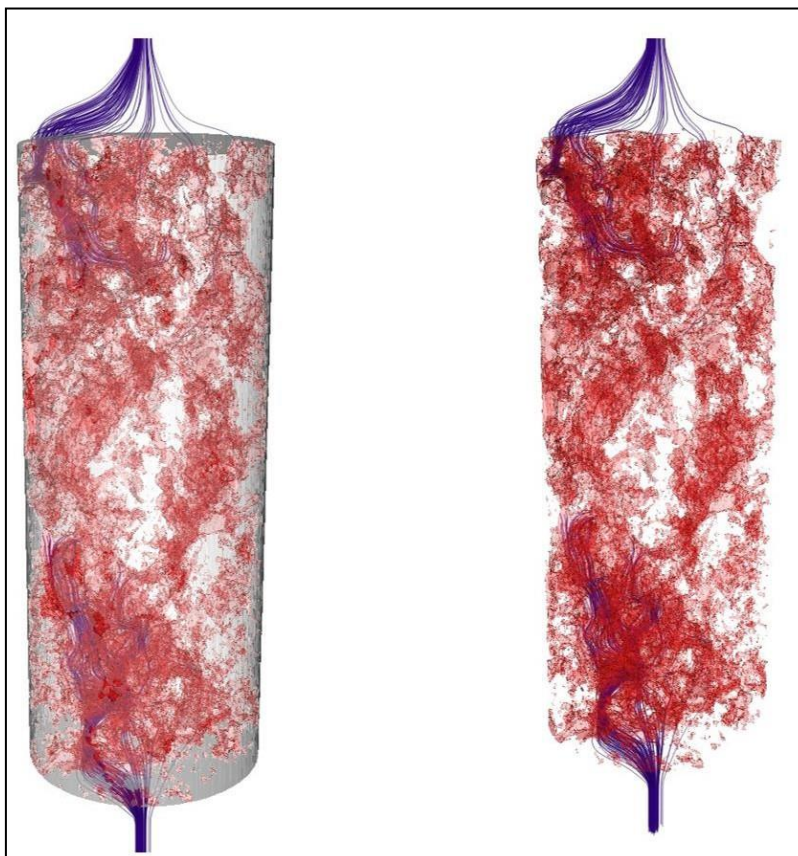
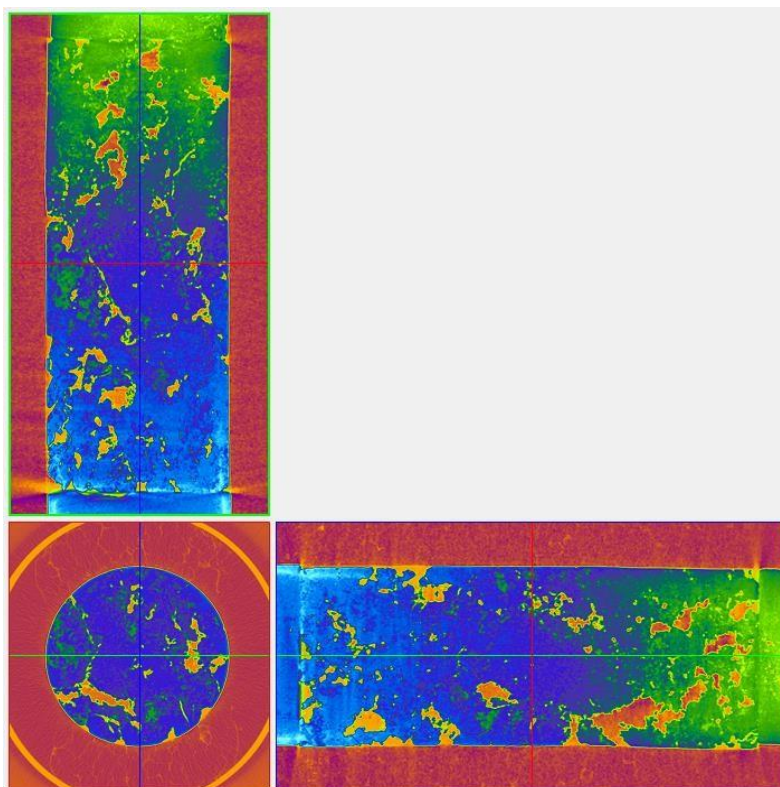


Figura 167 - Imagens microtomográficas do Plug 9 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 10 μ CT

Volume total analisado: **26,742 cm³**, Porosidade: **0,544 %**, Permeabilidade: **-- mD**

Figura 168 - Modelo 3D do volume analisado do plug 10. O espaço poroso aparece destacado em azul

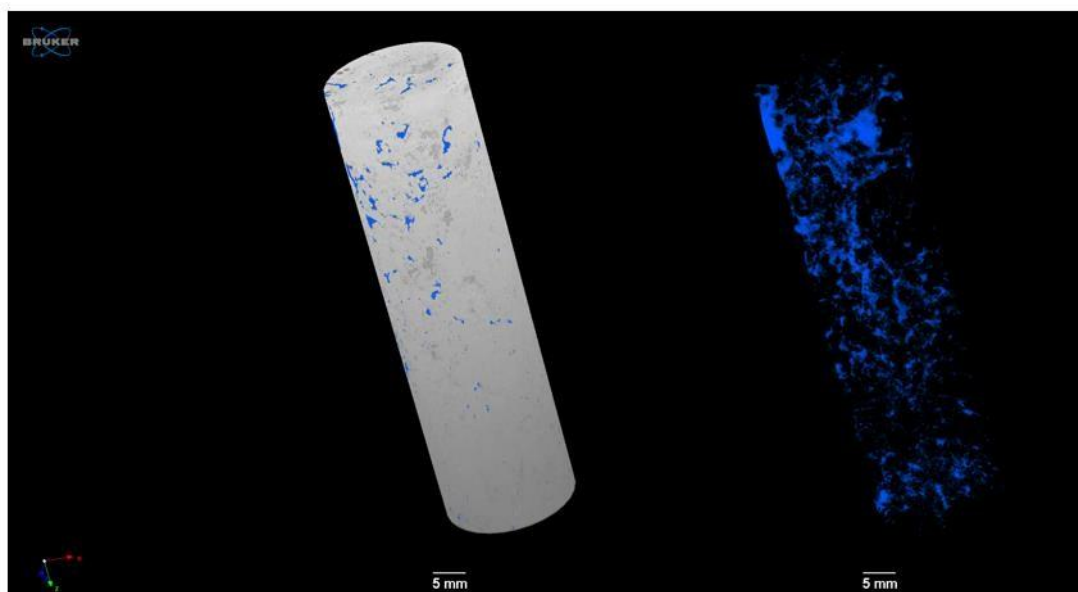
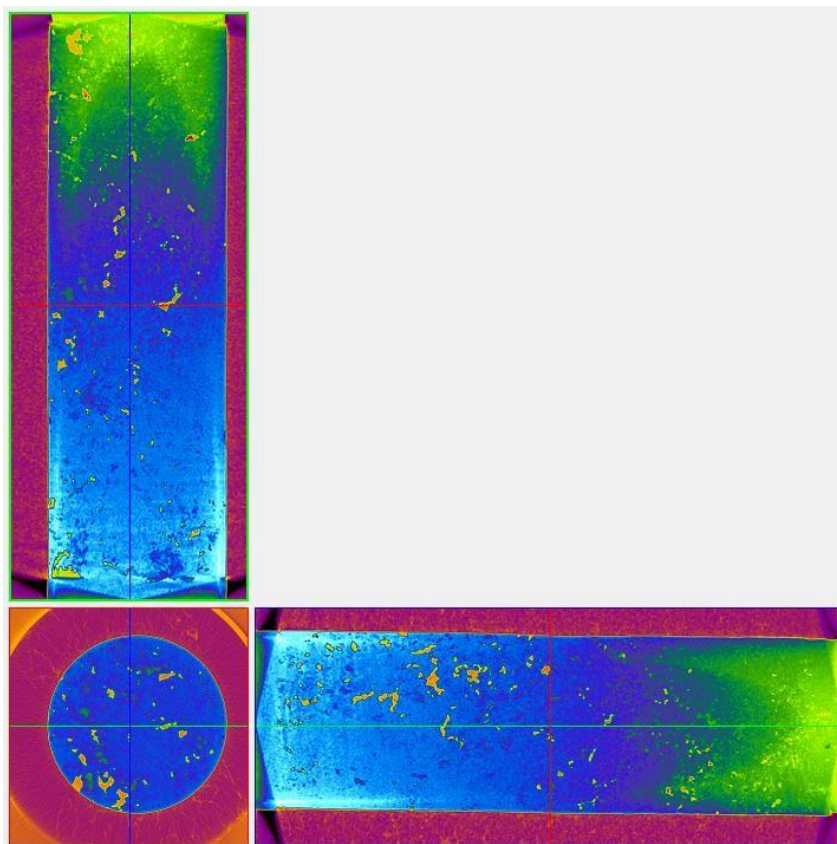


Figura 169 - Imagens microtomográficas do Plug 10 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 11 μ CT

Volume total analisado: **17,760 cm³**, Porosidade: **0,87 %**, Permeabilidade: **-- mD**

Figura 170 - Modelo 3D do volume analisado do plug 11. O espaço poroso aparece destacado em azul

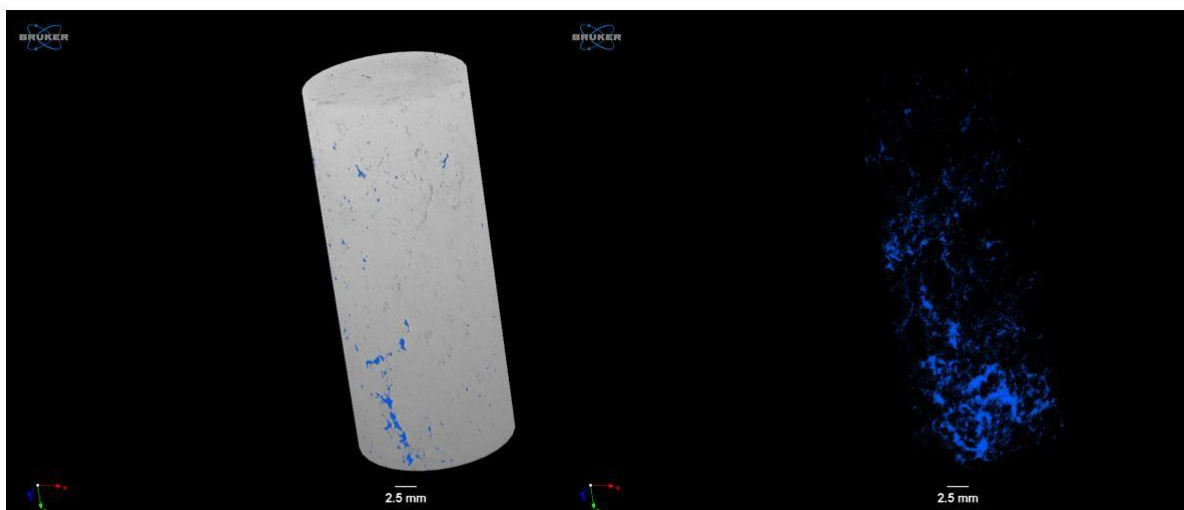
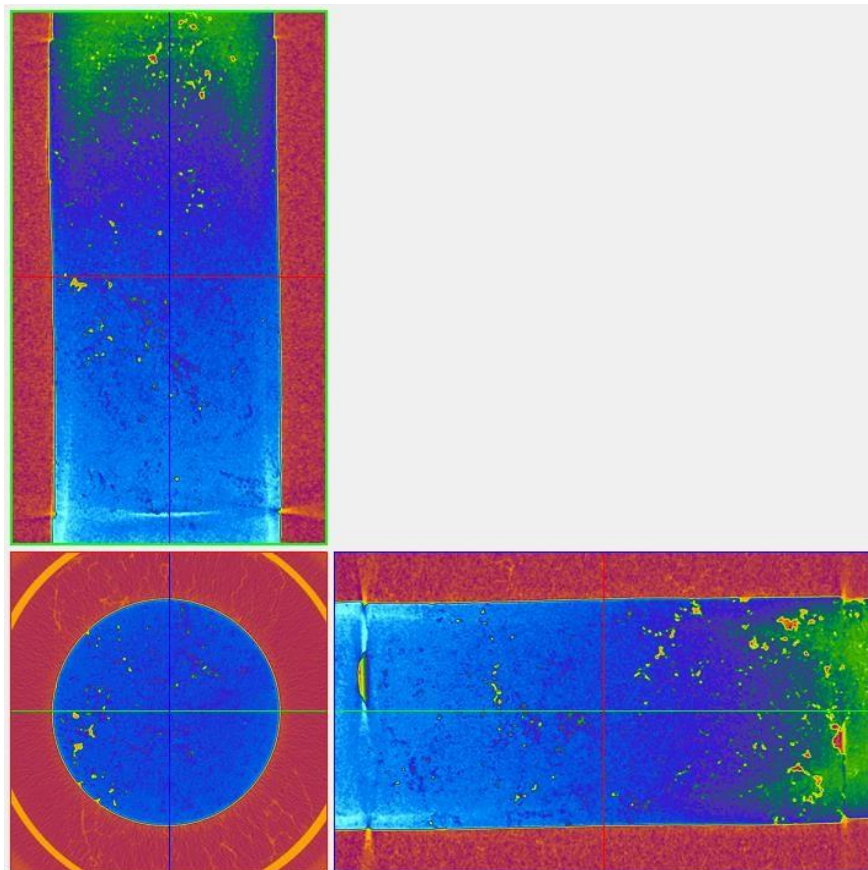


Figura 171 - Imagens microtomográficas do Plug 11 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 12 μ CT

Volume total analisado: **20,005 cm³**, Porosidade: **3,74 %**, Permeabilidade: **663.91 mD**

Figura 172 - Modelo 3D do volume analisado do plug 12. O espaço poroso aparece destacado em azul. Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade. Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.

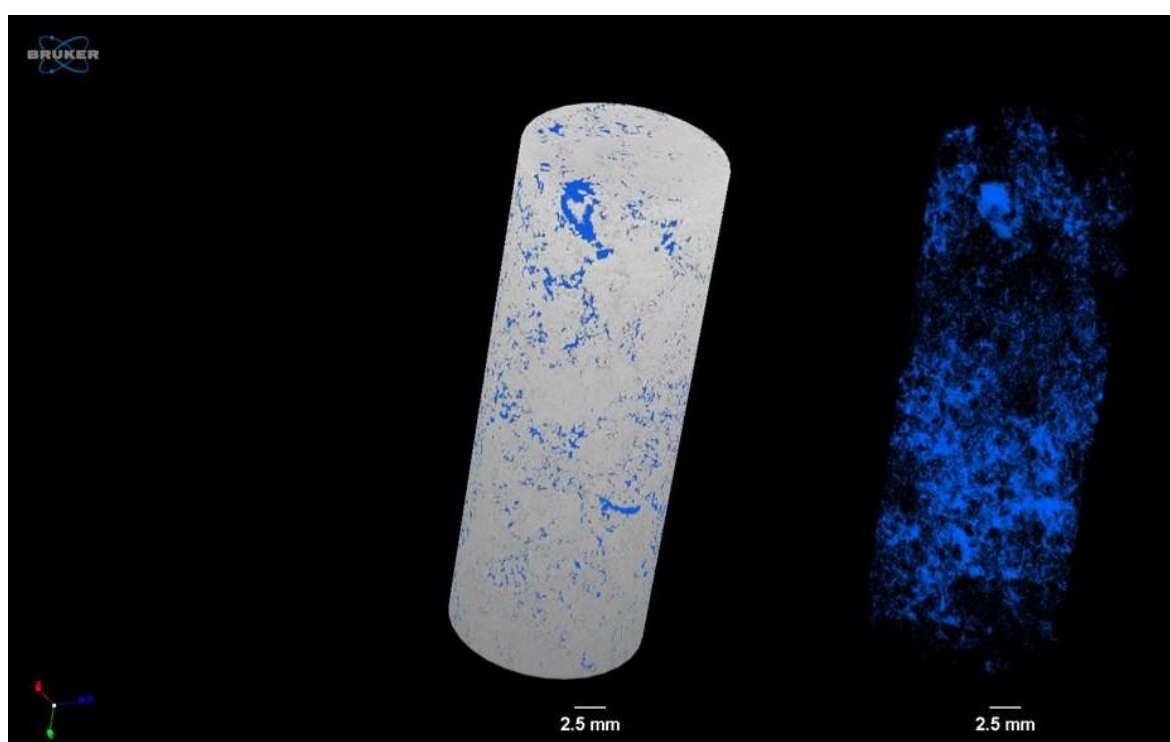


Figura 173 - Resultados de permeabilidade do Plug 12 em vermelho a representação do espaço poroso Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade

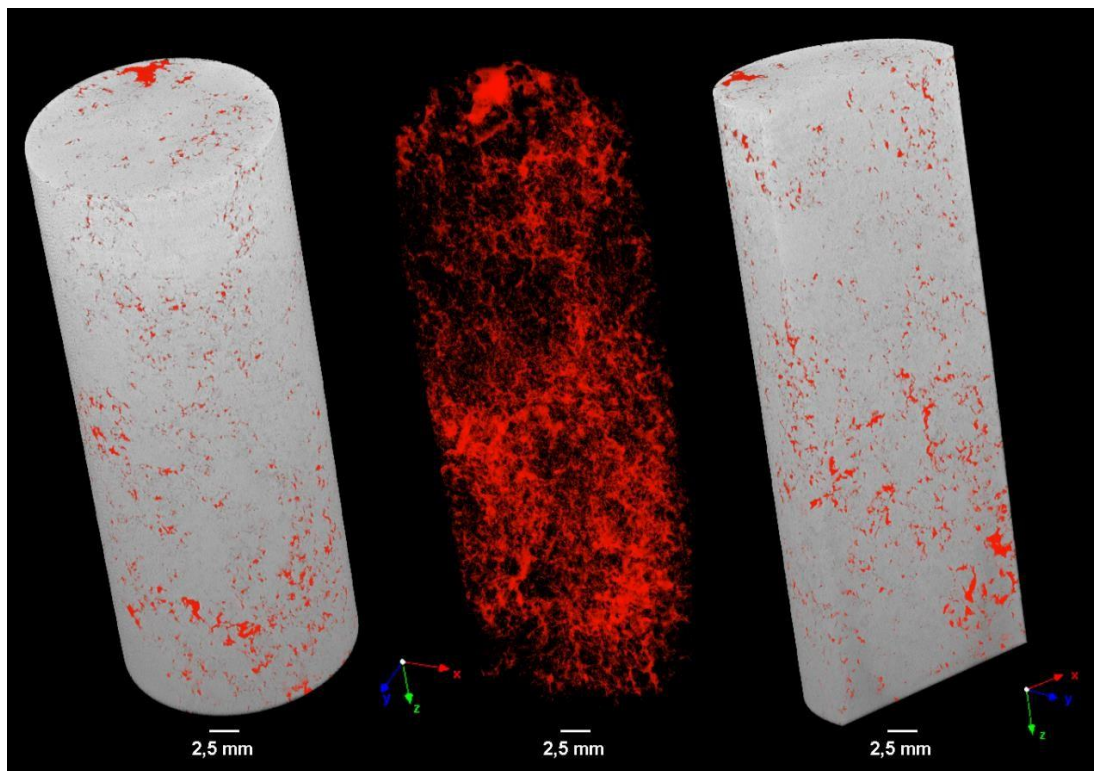


Figura 174 - Resultados de permeabilidade do Plug 12, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade

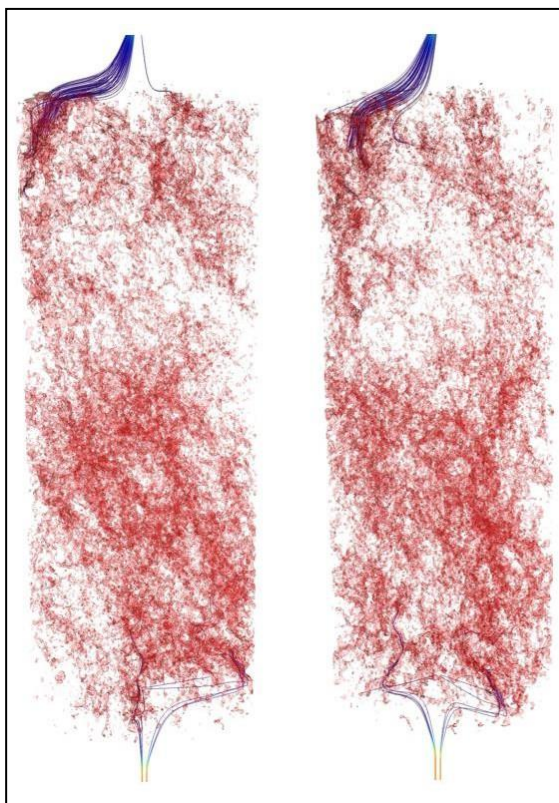
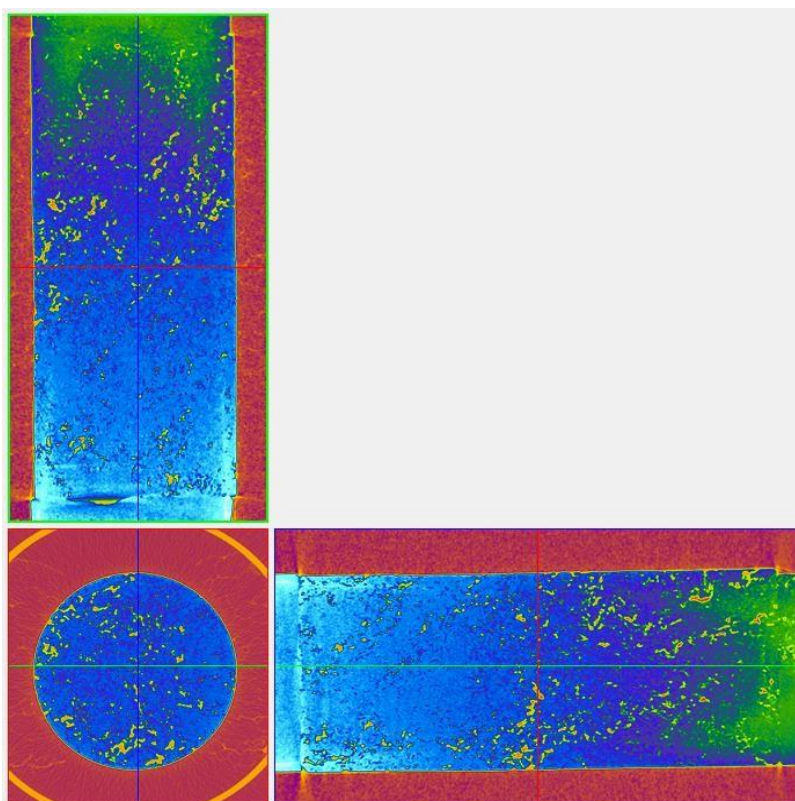


Figura 175 - Imagens microtomográficas do Plug 12 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 13 μ CT

Volume total analisado: **18,340 cm³**, Porosidade: **4,52%**, Permeabilidade: **467.12 mD**

Figura 176 - Modelo 3D do volume analisado do plug 13. O espaço poroso aparece destacado em azul

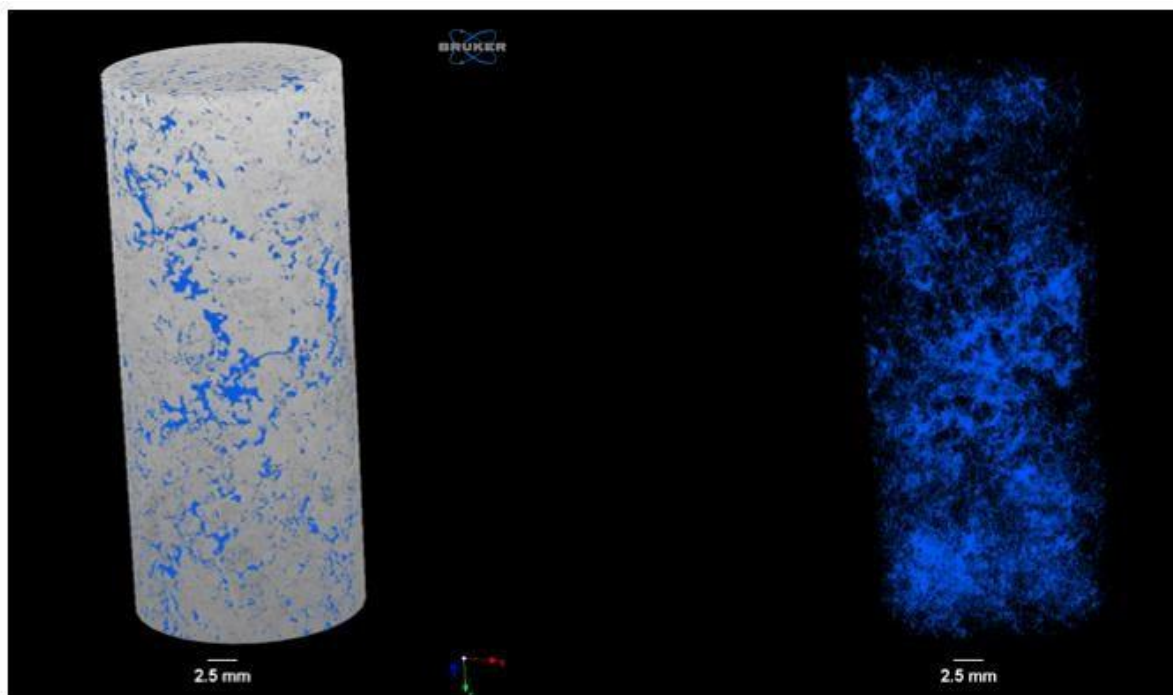


Figura 177 - Resultados de permeabilidade do Plug 13 em vermelho a representação do espaço poroso

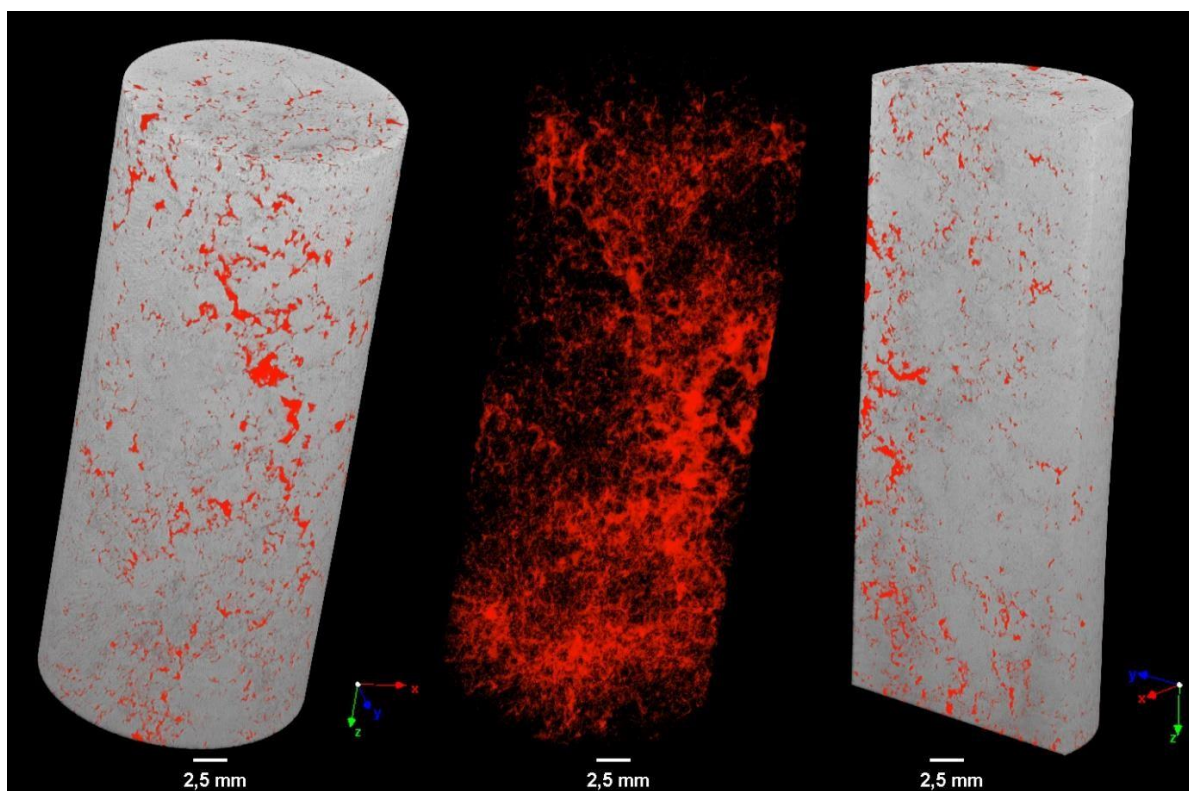


Figura 178 - Resultados de permeabilidade do Plug 13, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.

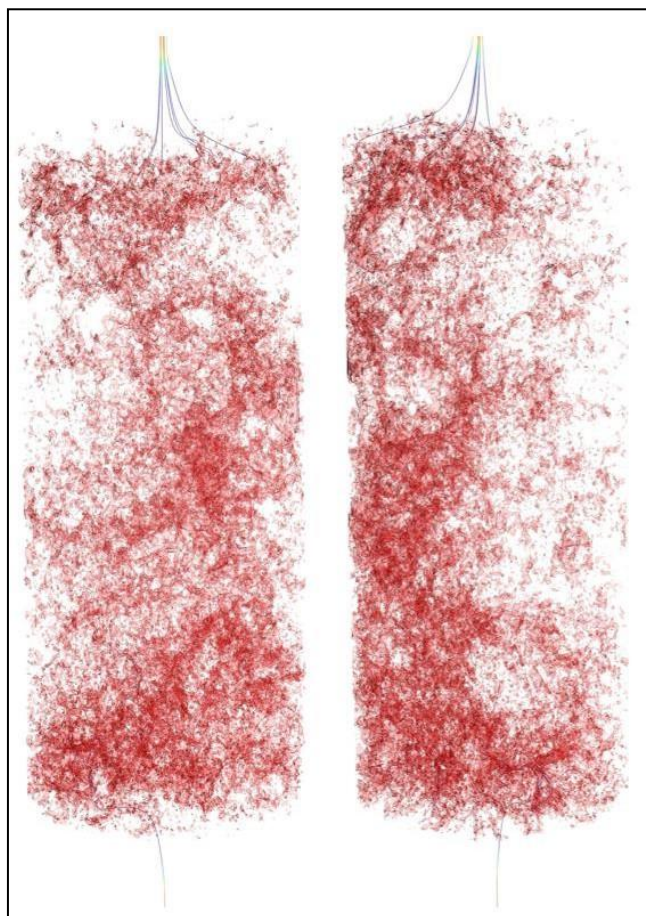
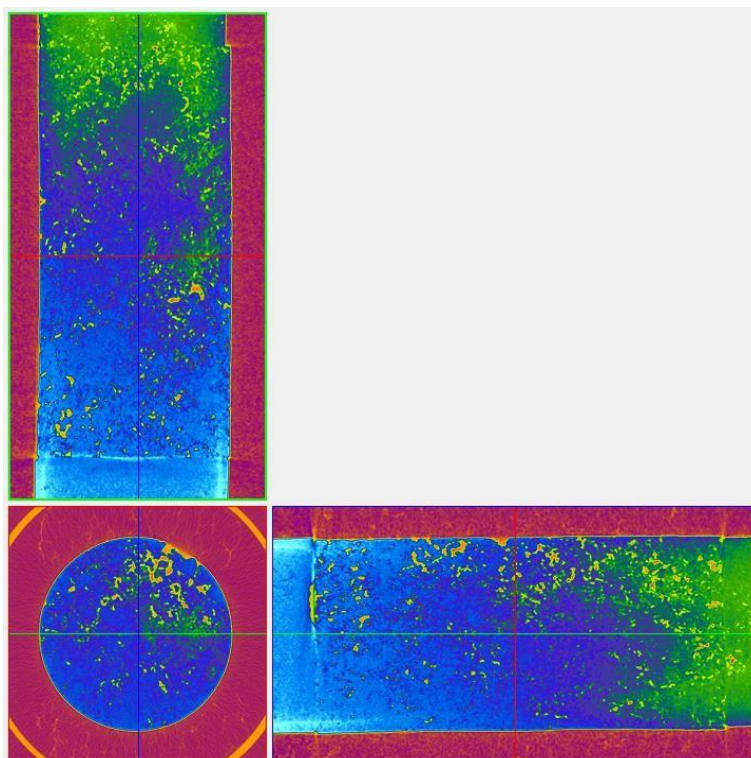


Figura 179 - Imagens microtomográficas do Plug 13 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



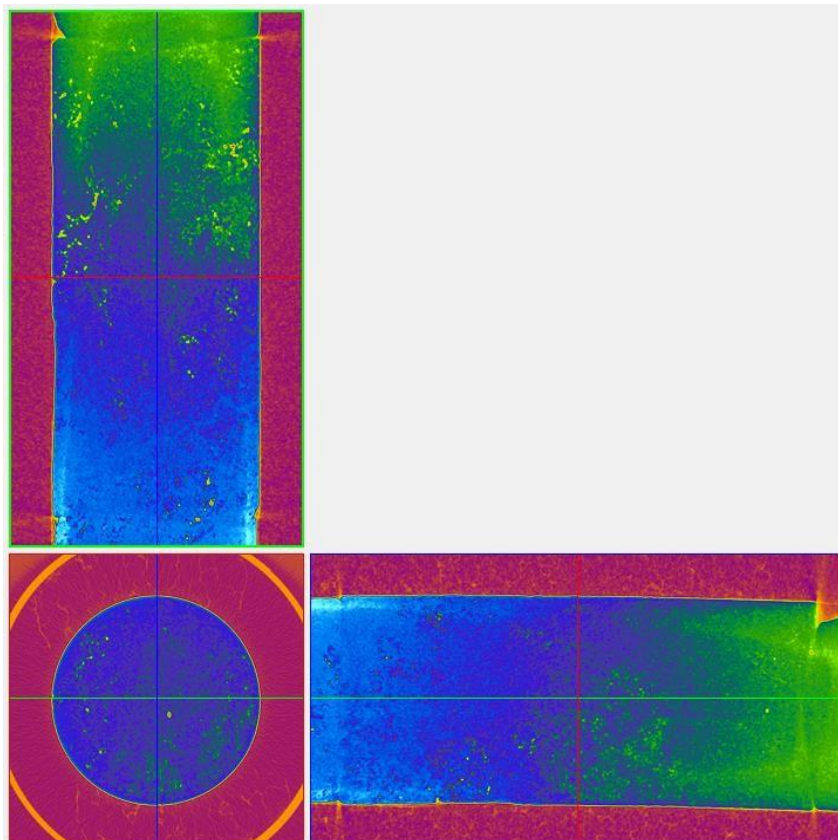
Plug 14 μ CT

Volume total analisado: **19,499 cm³**, Porosidade: **0,72%**, Permeabilidade: -- **mD**

Figura 180 - Modelo 3D do volume analisado do plug 14. O espaço poroso aparece destacado em azul.



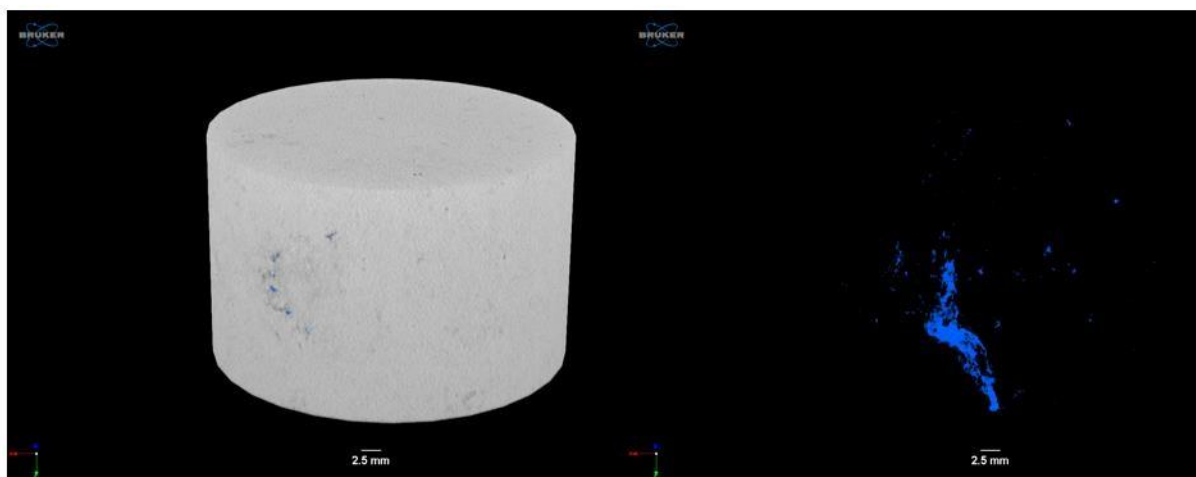
Figura 181 - Imagens microtomográficas do Plug 14 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 15 μ CT

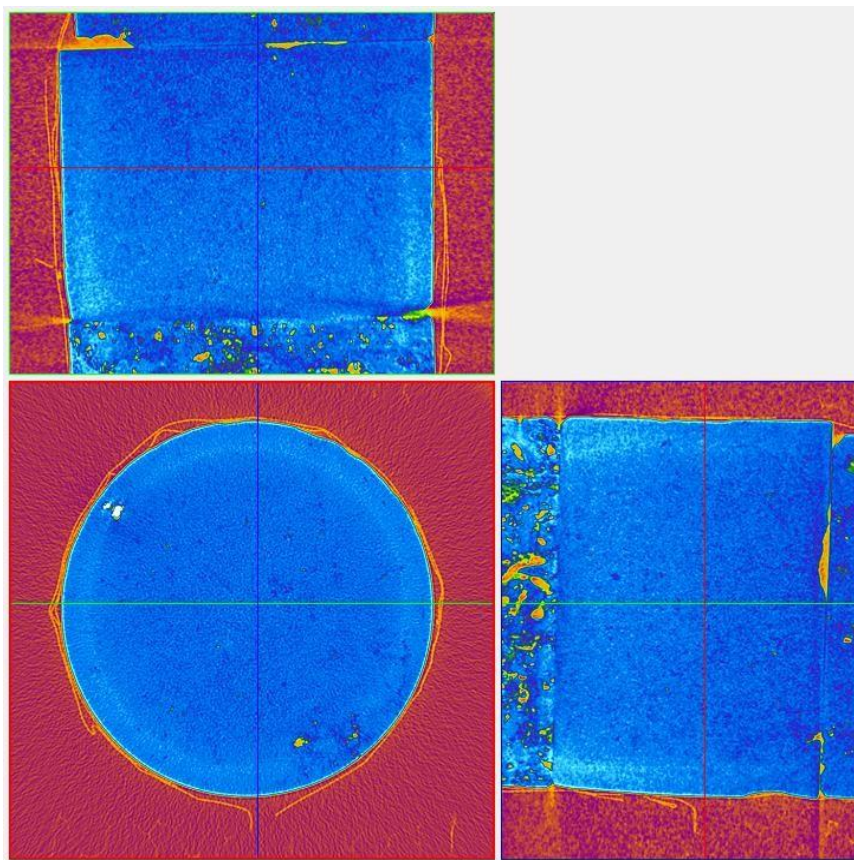
Volume total analisado: **4,795 cm³**, Porosidade: **0,07%**, Permeabilidade: -- **mD**.

Figura 182 - Modelo 3D do volume analisado do plug 15. O espaço poroso aparece destacado em azul. Resultados de permeabilidade do Plug 9, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul



(linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade

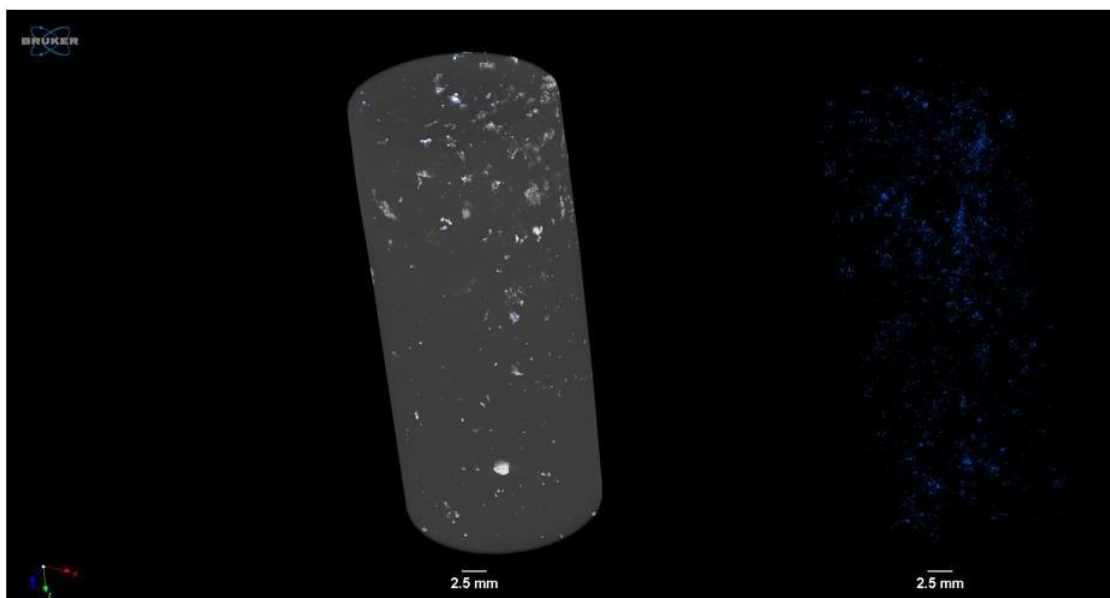
Figura 183 - **Imagens microtomográficas do Plug 15 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.**



Plug 16 μ CT

Volume total analisado: **17,695 cm³**, Porosidade: **0,10 %**, Permeabilidade: -- **mD**.

Figura 184 - Modelo 3D do volume analisado do plug 16. O espaço poroso aparece destacado em azul.



Nas imagens de Tomografia do Plug 16 foi observado um material de alta densidade pulverizado, conforme a figura abaixo.

Figura 185 - Modelo 3D do volume analisado do plug 16 com material de alta densidade destacado pela cor branca.

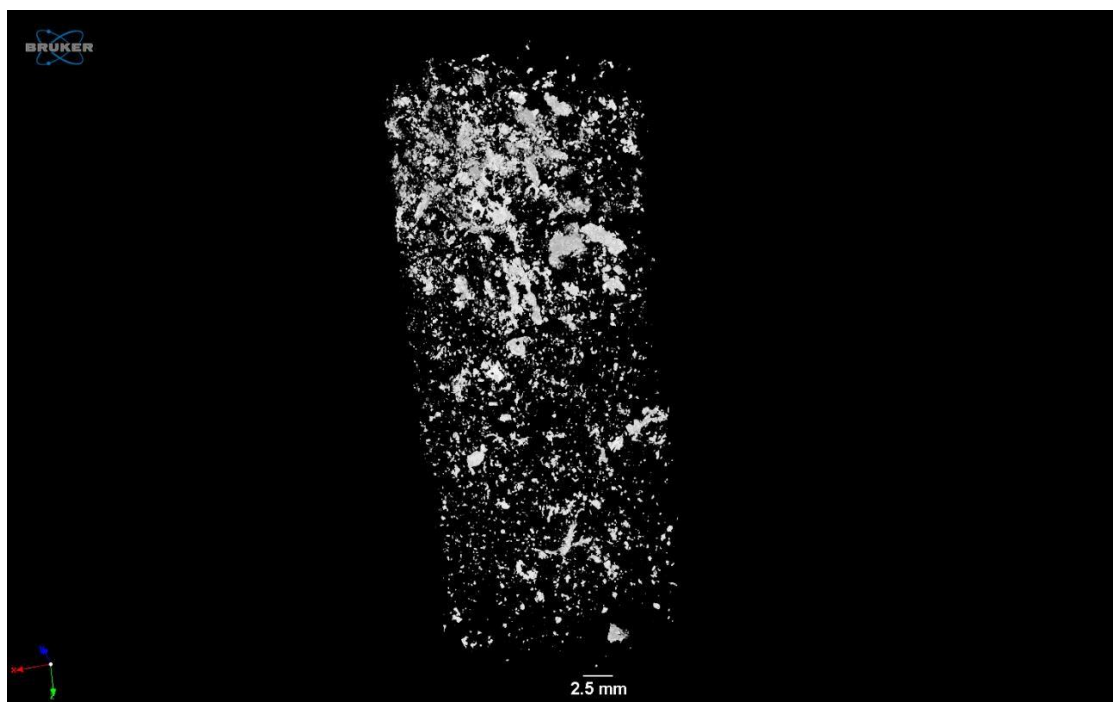


Figura 186 - Modelo 3D do volume analisado do plug 16 com material de alta densidade destacado pela cor branca e a porosidade destacado pela cor azul.

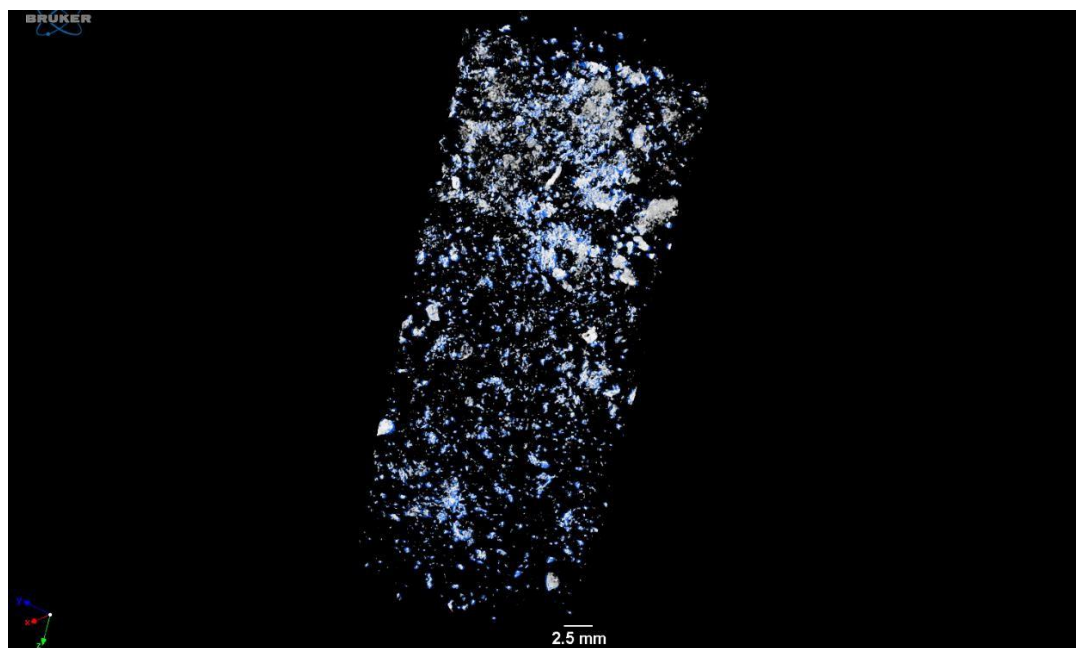
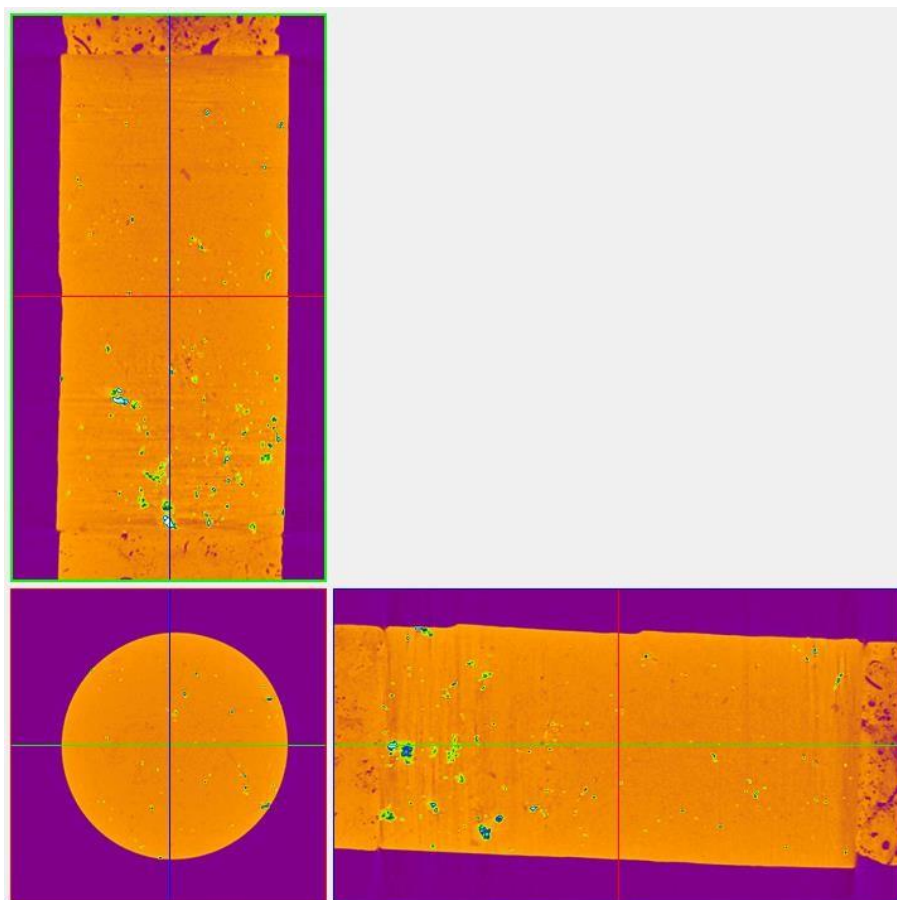


Figura 187 - Imagens microtomográficas do Plug 16 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



Plug 17 μ CT

Volume total analisado: **21,165 cm³**, Porosidade: **0,02 %**, Permeabilidade: -- **mD**.

Figura 188 - Modelo 3D do volume analisado do plug 15. O espaço poroso aparece destacado em azul.

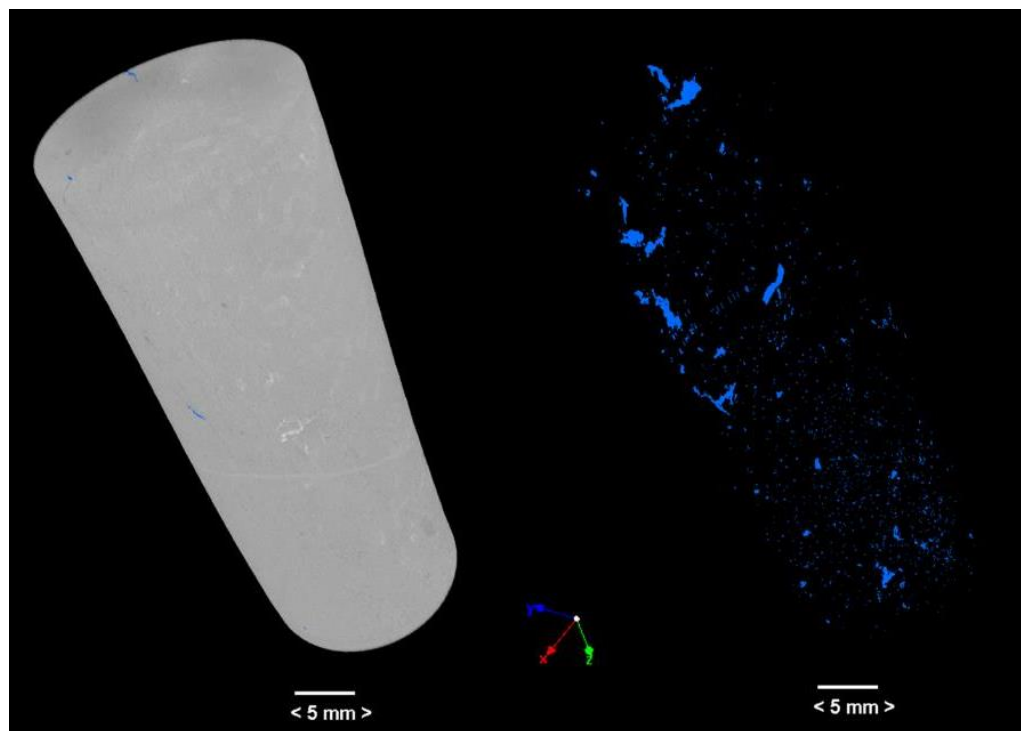


Figura 189 - Resultados de permeabilidade do Plug 17 em vermelho a representação do espaço poroso

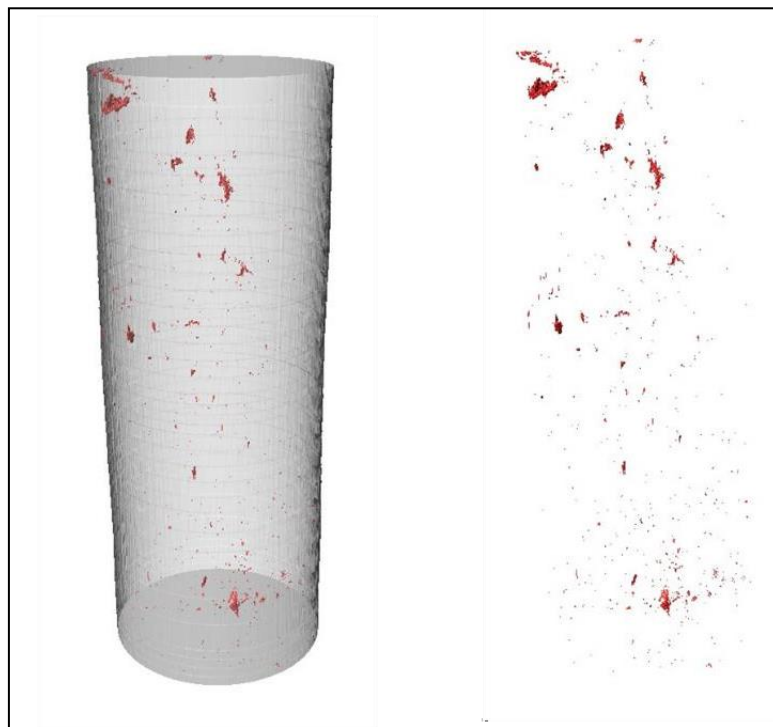
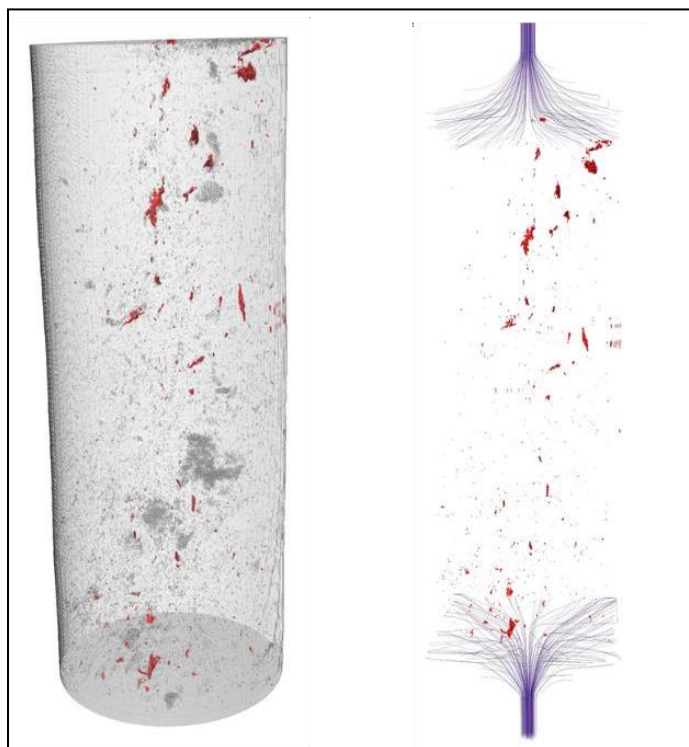
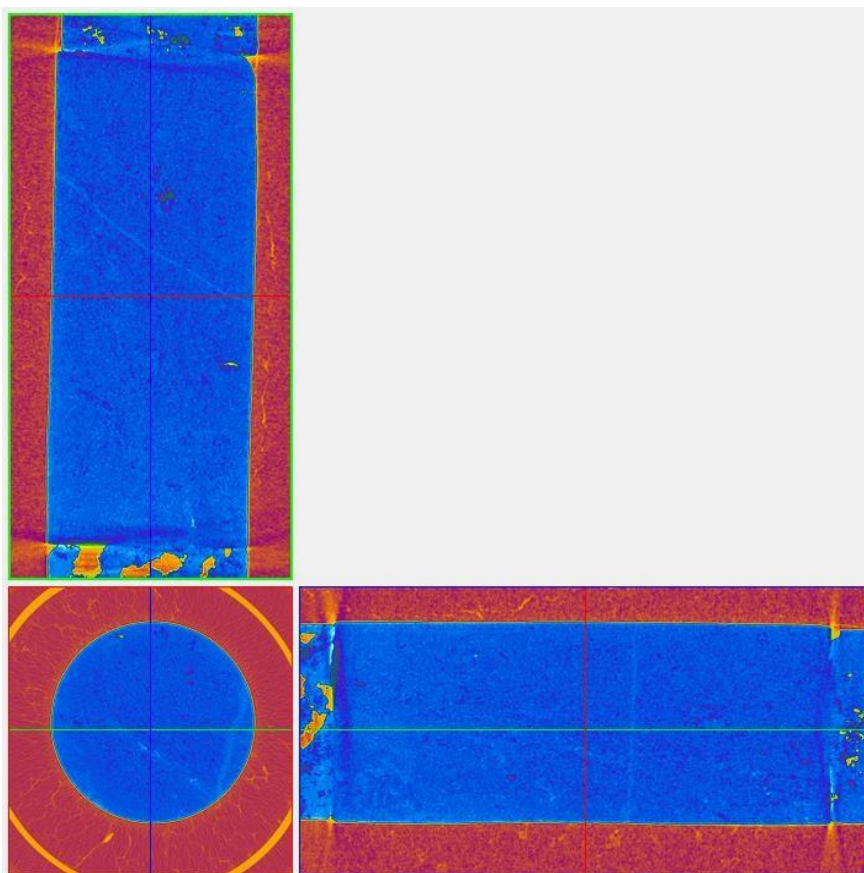


Figura 190 - Resultados de permeabilidade do Plug 17, em vermelho a representação do espaço poroso, as linhas em azul (linhas de fluxo) representam a simulação do fluxo para o cálculo da permeabilidade.



Como pode ser observado nas imagens 3D, as amostras com porosidade inferior a 3% os poros não apresentam conectividade, sendo a permeabilidade muito baixa ou nula.

Figura 191 - Imagens microtomográficas do Plug 15 nos três eixos (X, Y, Z) em escala de cor dinâmica.



A tabela a seguir apresenta o resumo dos resultados obtidos com a microCT. Estão exibidos os valores para o volume total utilizado para obtenções da porosidade total obtida diretamente em 3D e percentual volumétrico dos poros. A permeabilidade será apresentada dos plugues 1, 2, 5, 6, 8, 9, 12 e 13.

Tabela 12. Resultados de microCT.

Amostra	Volume Total Analisado	Volume de Poros	Porosidade Total
Plugue 1	17,384 cm ³	0,683 cm ³	3,95 %
Plugue 2	8,605 cm ³	0,634 cm ³	7,37 %
Plugue 3	8,706 cm ³	0,123 cm ³	1,41 %
Plugue 4	10,763 cm ³	0,218 cm ³	2,03 %

Plugue 5	10,850 cm ³	0,641 cm ³	5,91 %
Plugue 6	12,183 cm ³	1,122 cm ³	9,21 %
Plugue 7	14,979 cm ³	0,187 cm ³	1,25 %
Plugue 8	11,966 cm ³	0,896 cm ³	7,49 %
Plugue 9	20,006 cm ³	2,050 cm ³	10,25 %
Plugue 10	26,742 cm ³	0,544 cm ³	2,03 %
Plugue 11	17,760 cm ³	0,155 cm ³	0,87 %
Plugue 12	20,005 cm ³	0,749 cm ³	3,74 %
Plugue 13	18,340 cm ³	0,829 cm ³	4,52 %
Plugue 14	19,499 cm ³	0,141 cm ³	0,72 %
Plugue 15	4,795 cm ³	0,004 cm ³	0,07 %
Plugue 16	17,695 cm ³	0,018 cm ³	0,10 %
Plugue 17	21,165 cm ³	0,003cm ³	0,02 %

10.4 Modelo Digital Tridimensional

Com o objetivo de auxiliar a interpretação foi efetuado uma modelagem digital tridimensional do bloco utilizando laser, também conhecido como Light Detection and Ranging (LiDAR).

Figura 192 - Modelo digital tridimensional do Bloco utilizando LiDar



Figura 193 - Modelo 3-D do Bloco gerado pela triangulação de Delaunay, uma superfície 3-D é gerada conectando os pontos mais próximos para formar planos triangulares.

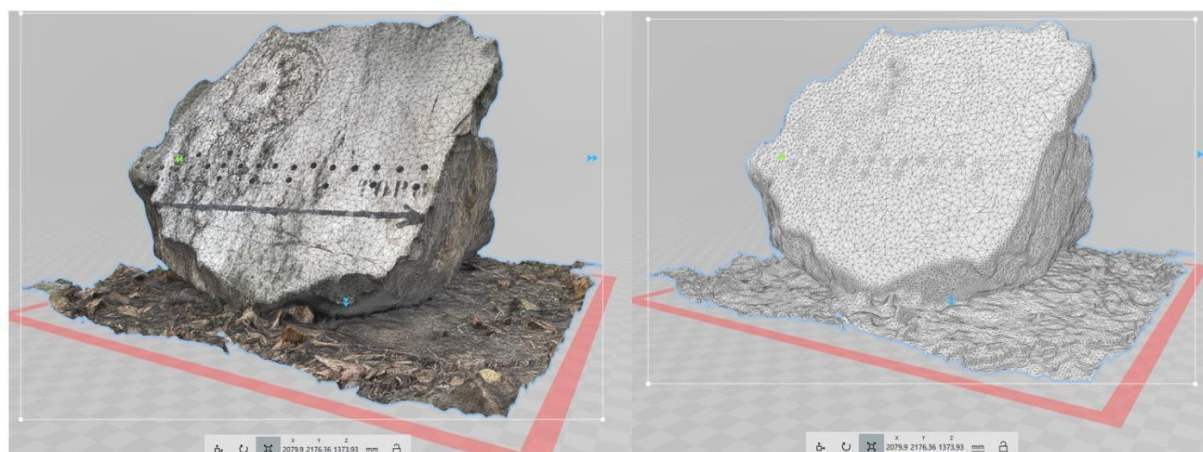
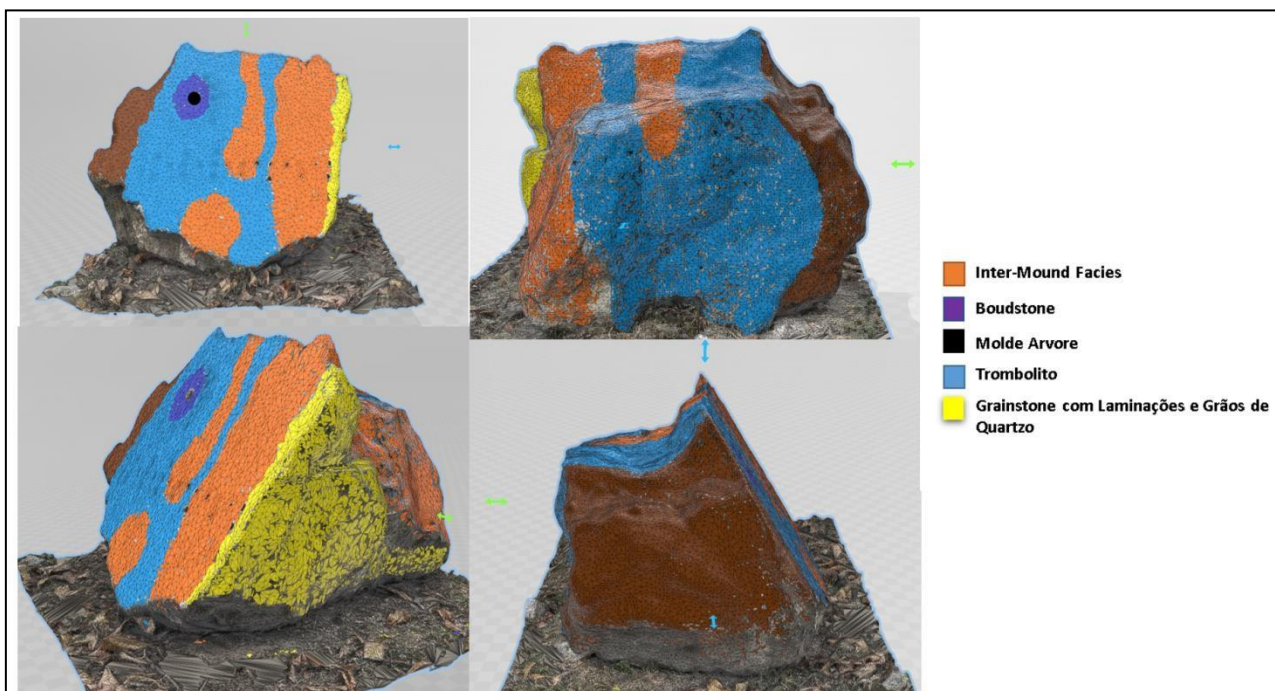


Figura 194 - Modelo digital tridimensional do Bloco Interpretado .



10.5 Difratoômetros de raios X (XRD)

Como mencionado no item 7.3; as amostras de rocha dos 17 plugs foram coletadas e preparadas para análise por difração de raio X. A recalibração dos difratômetros foi realizada por meio da utilização de padrões de referência de quartzo comprovadamente certificados. Esses padrões foram cuidadosamente preparados e submetidos às mesmas condições experimentais da amostra. Os ângulos de difração foram medidos, comparados com os valores esperados e ajustados para obter uma calibração precisa.

Após a recalibração a quantificação mineralógica das amostras analisadas na sua maioria apresentou calcita baixa em Mg (LMC). As amostras 6 e 7 foram as únicas que não precisaram ser modificadas, pois o pico de quartzo apareceu no local onde deveria aparecer. A seguir são exibidos os difratômetros original e pós calibração.

Figura 195 - Difratores de raios X (XRD) do Plug 1 - Original e Pós Calibração

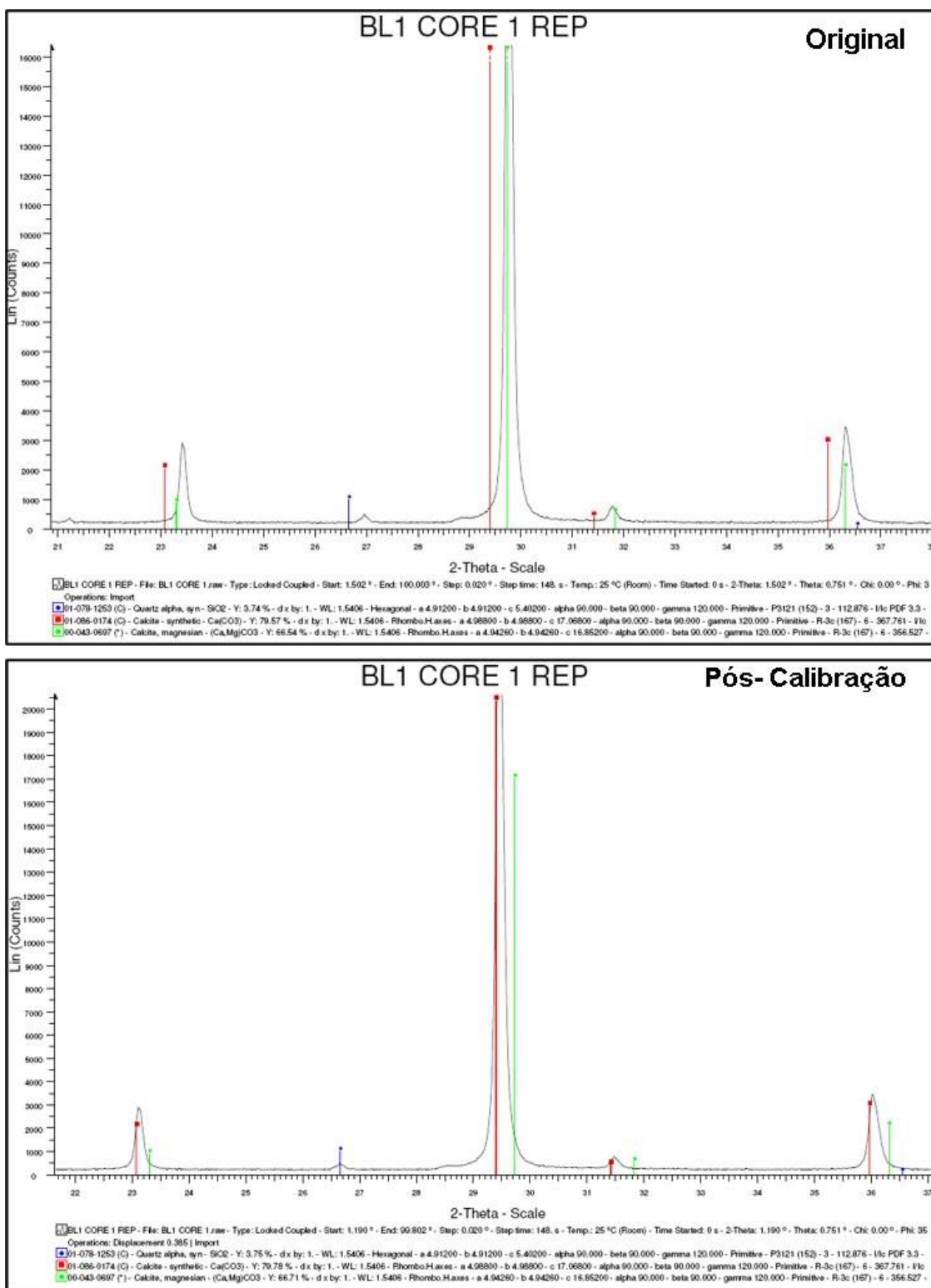


Figura 196 - Difratoômetros de raios X (XRD) do Plug 2 - Original e Pós Calibração

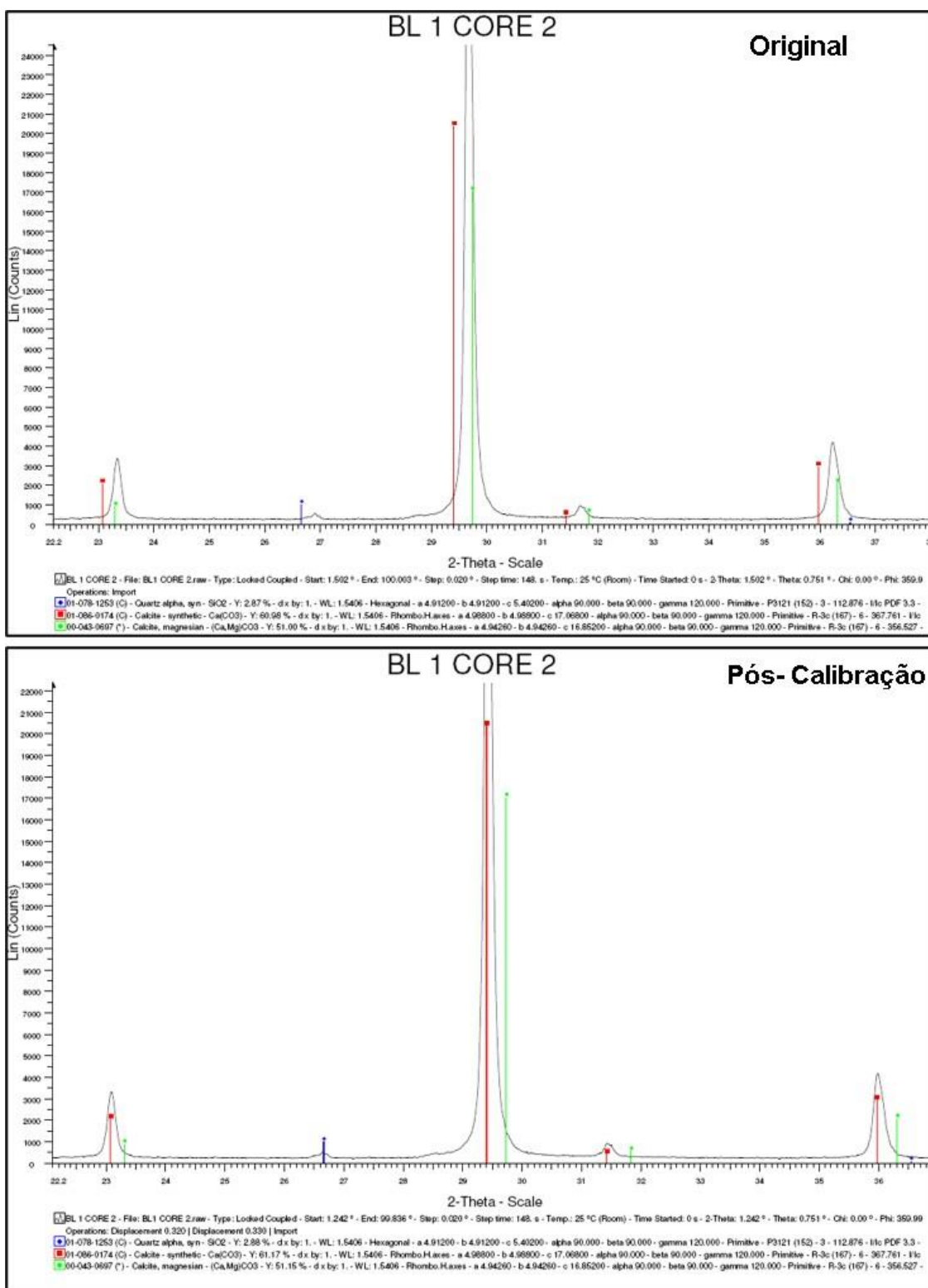


Figura 197 - Difratores de raios X (XRD) do Plug 3 - Original e Pós Calibração

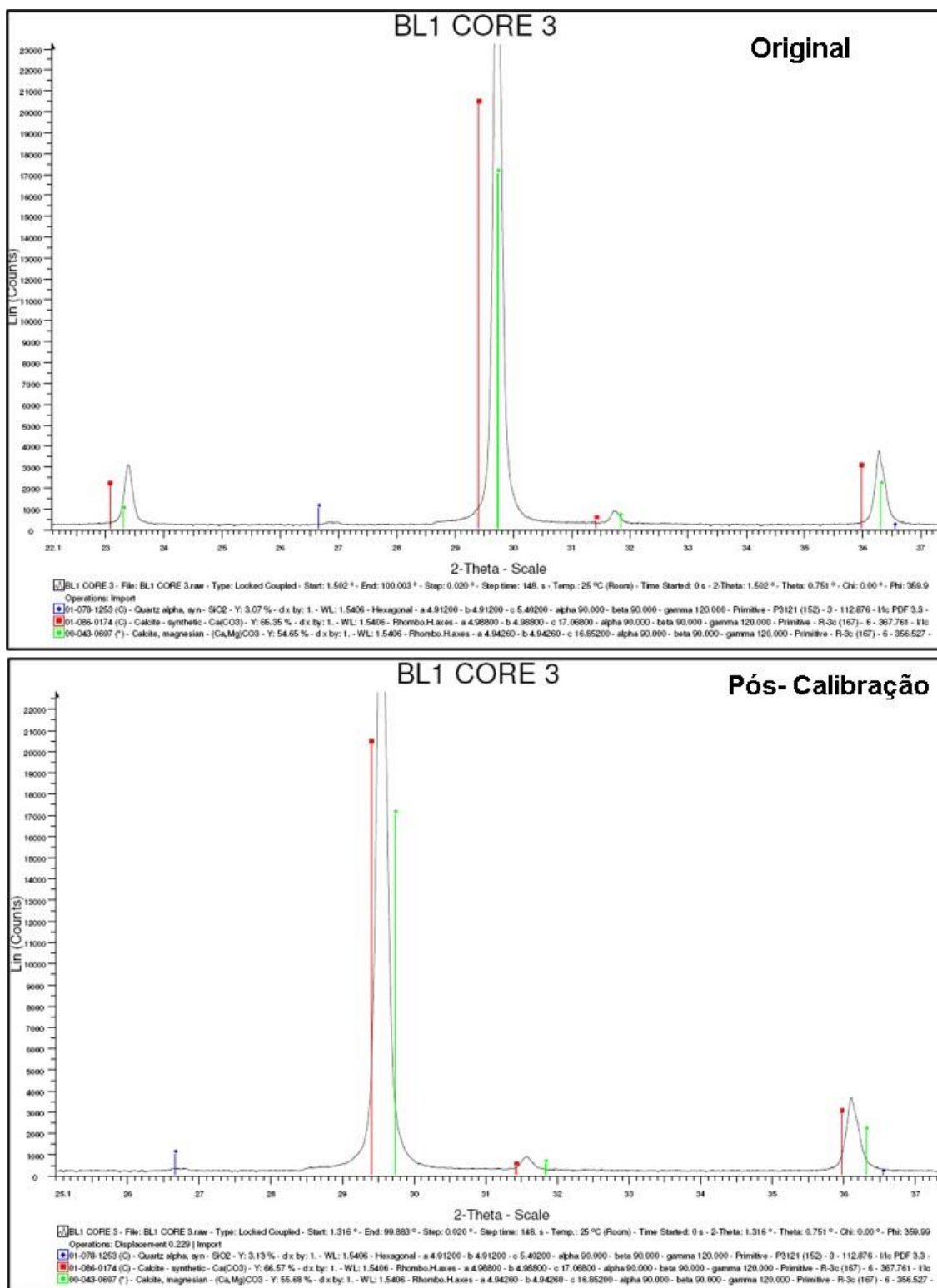


Figura 198 - Difratores de raios X (XRD) do Plug 4 - Original e Pós Calibração

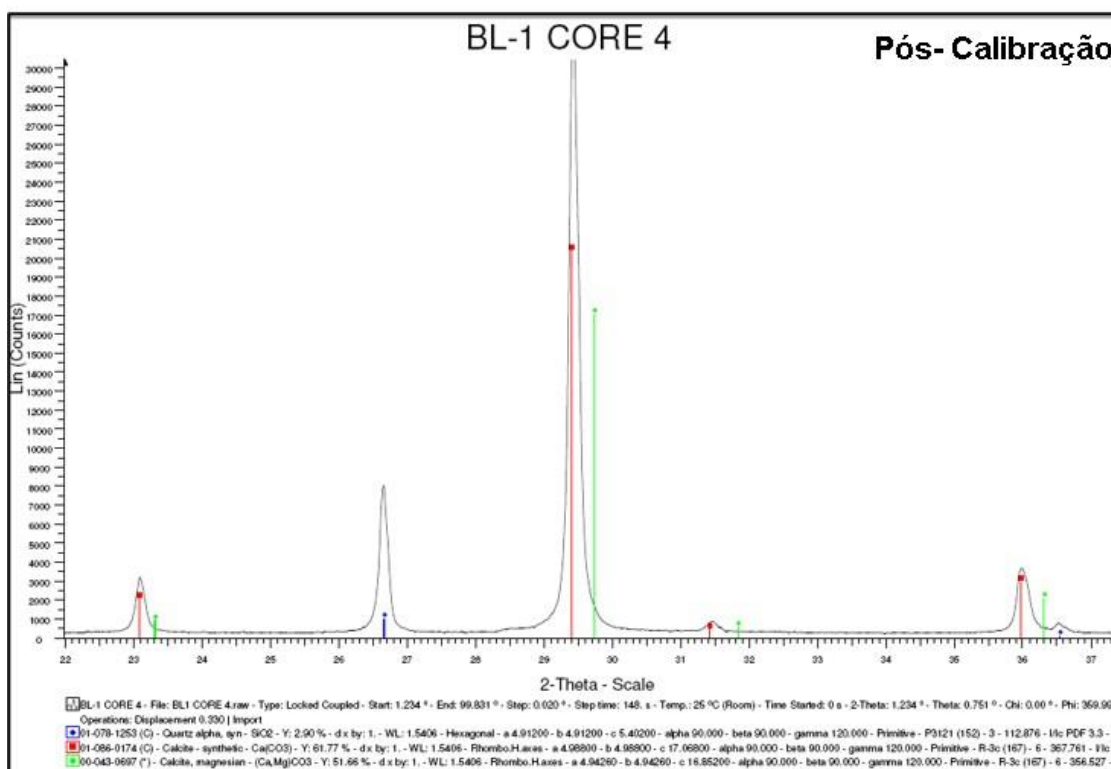
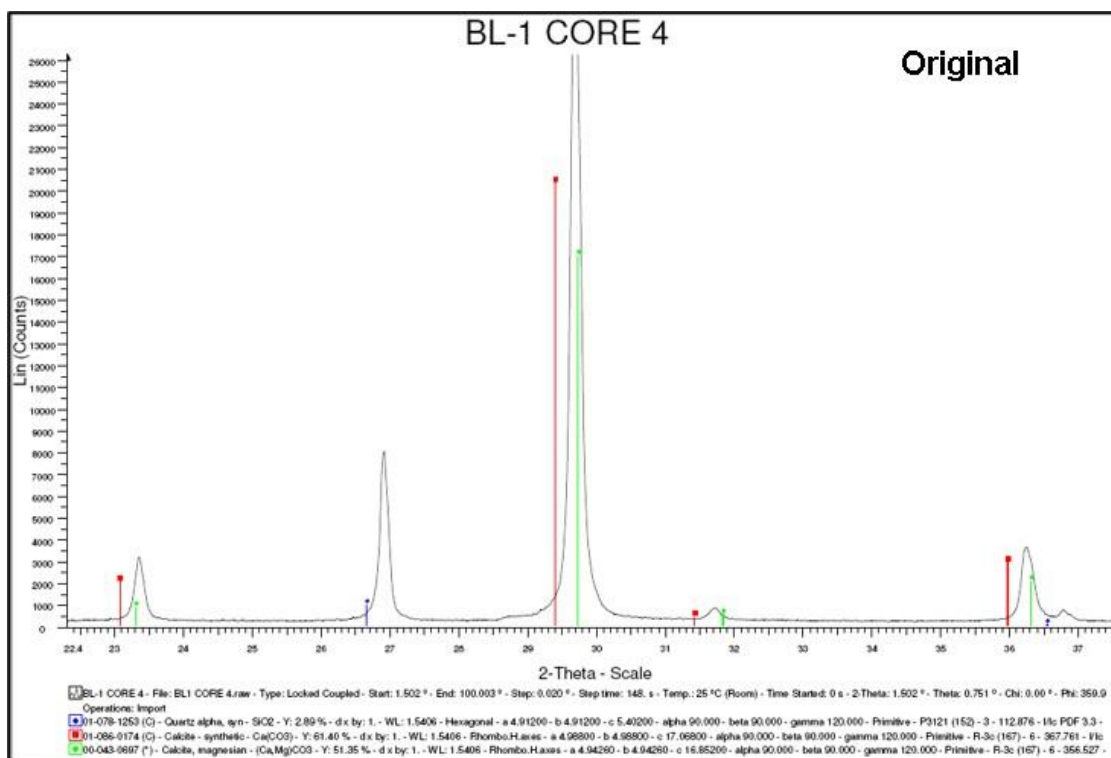


Figura 199 - Difratores de raios X (XRD) do Plug 5 - Original e Pós Calibração

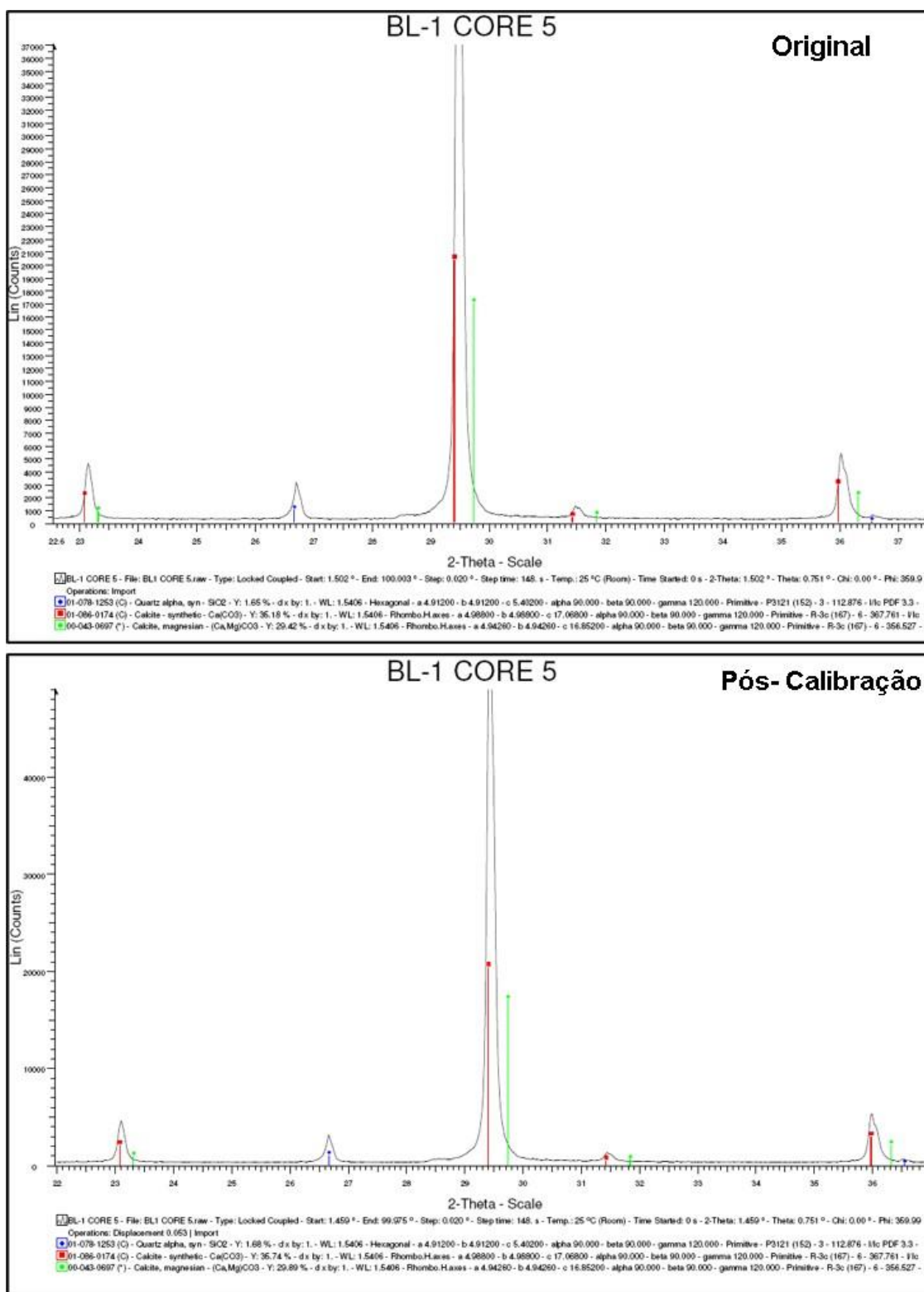


Figura 200 - Difrátômetros de raios X (XRD) Originais dos Plugs 6 e 7.

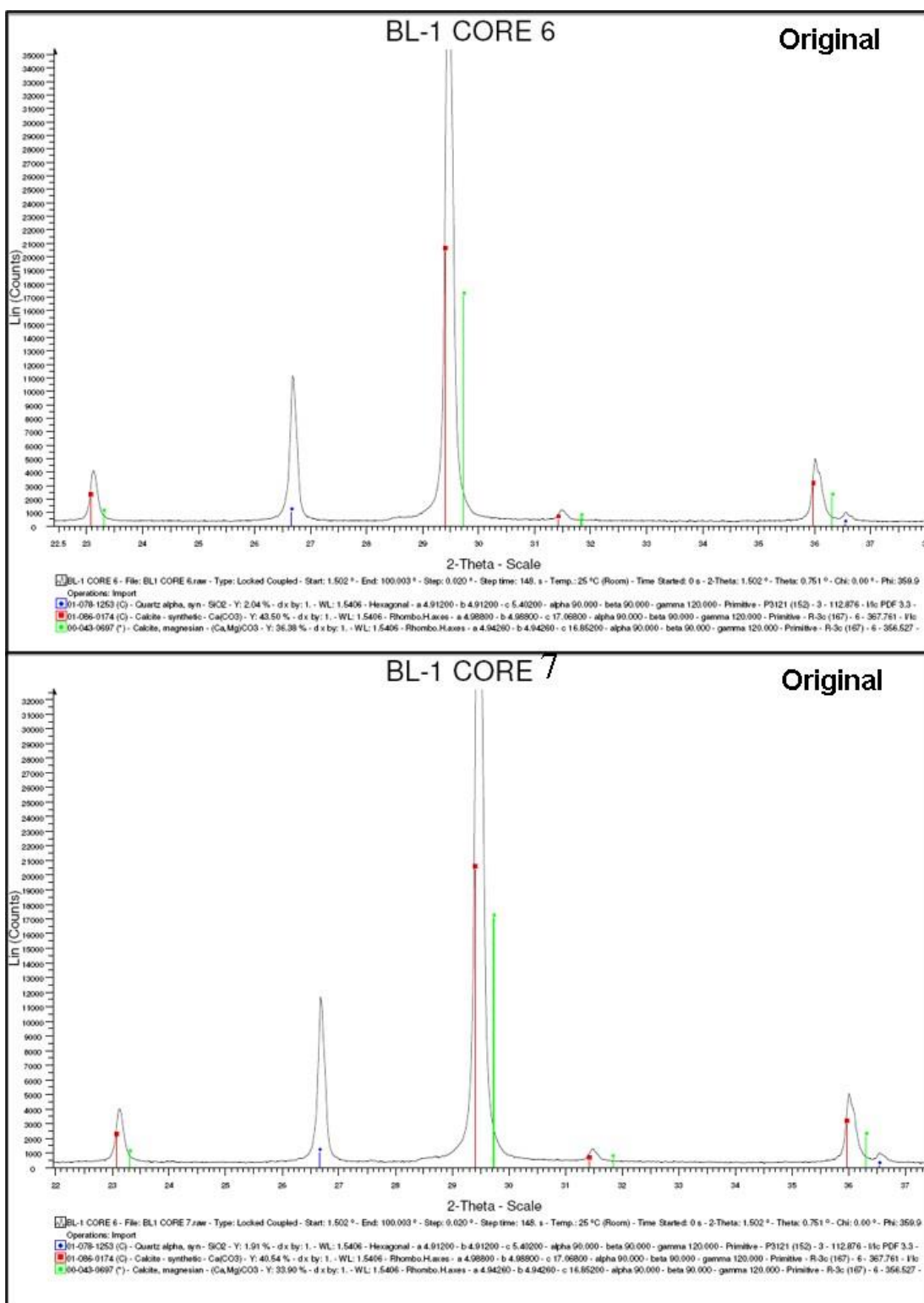


Figura 201- Difratoêmetro de raios X (XRD) do Plug 8 - Original e Pós Calibração

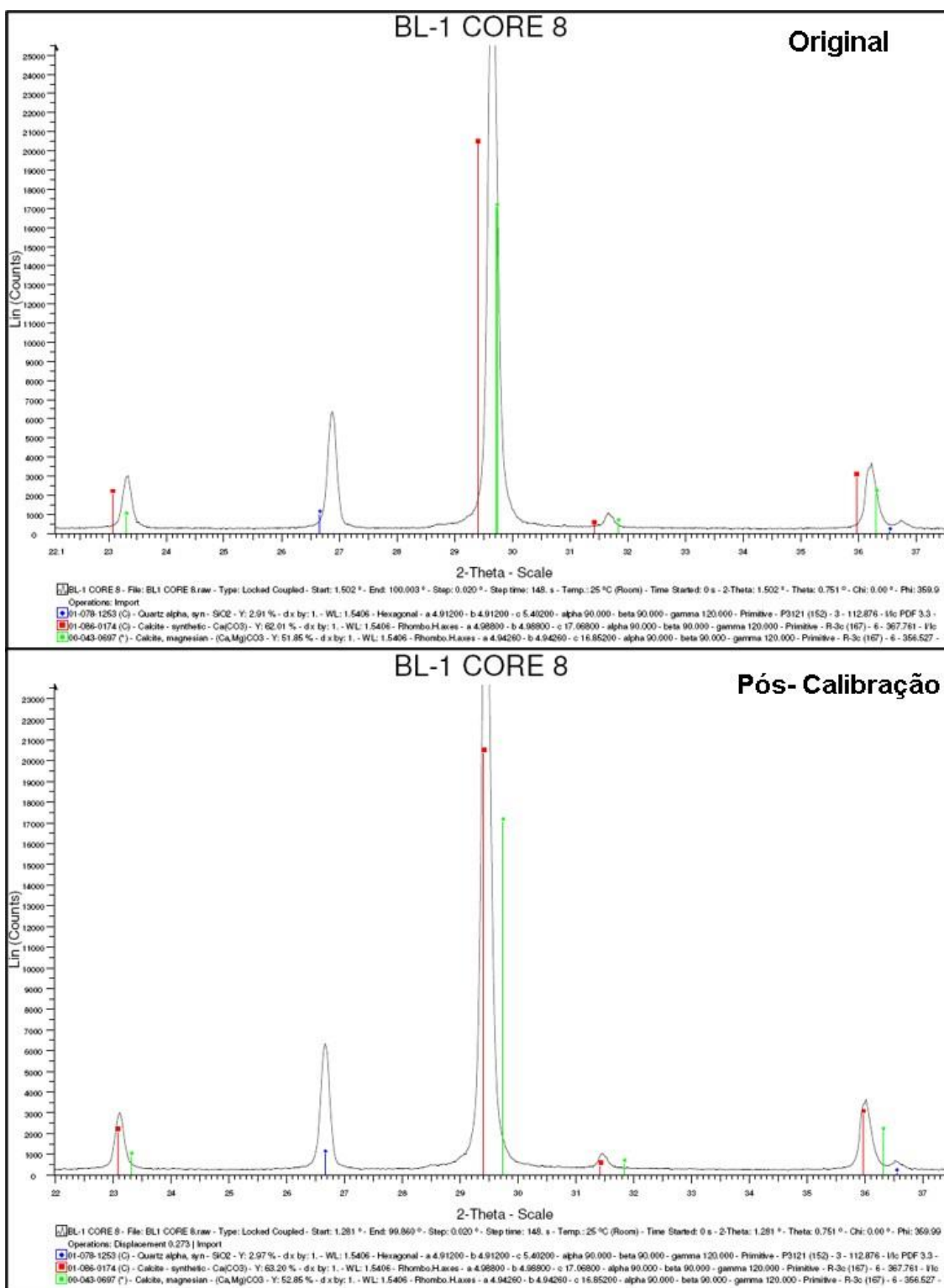


Figura 202- Difratores de raios X (XRD) do Plug 9 - Original e Pós Calibração

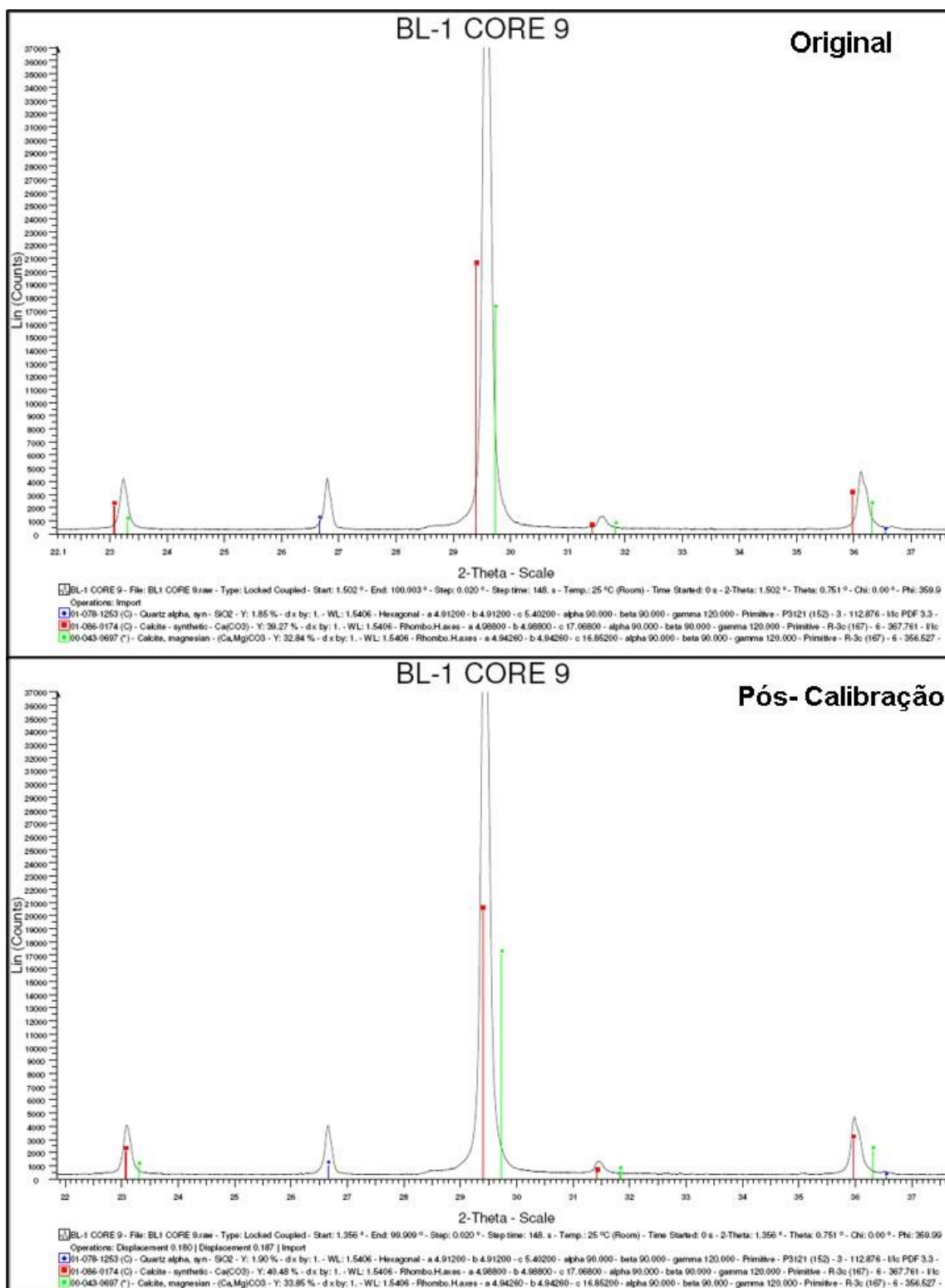


Figura 203- Figura 202- Difratoômetros de raios X (XRD) do Plug 10 - Original e Pós Calibração

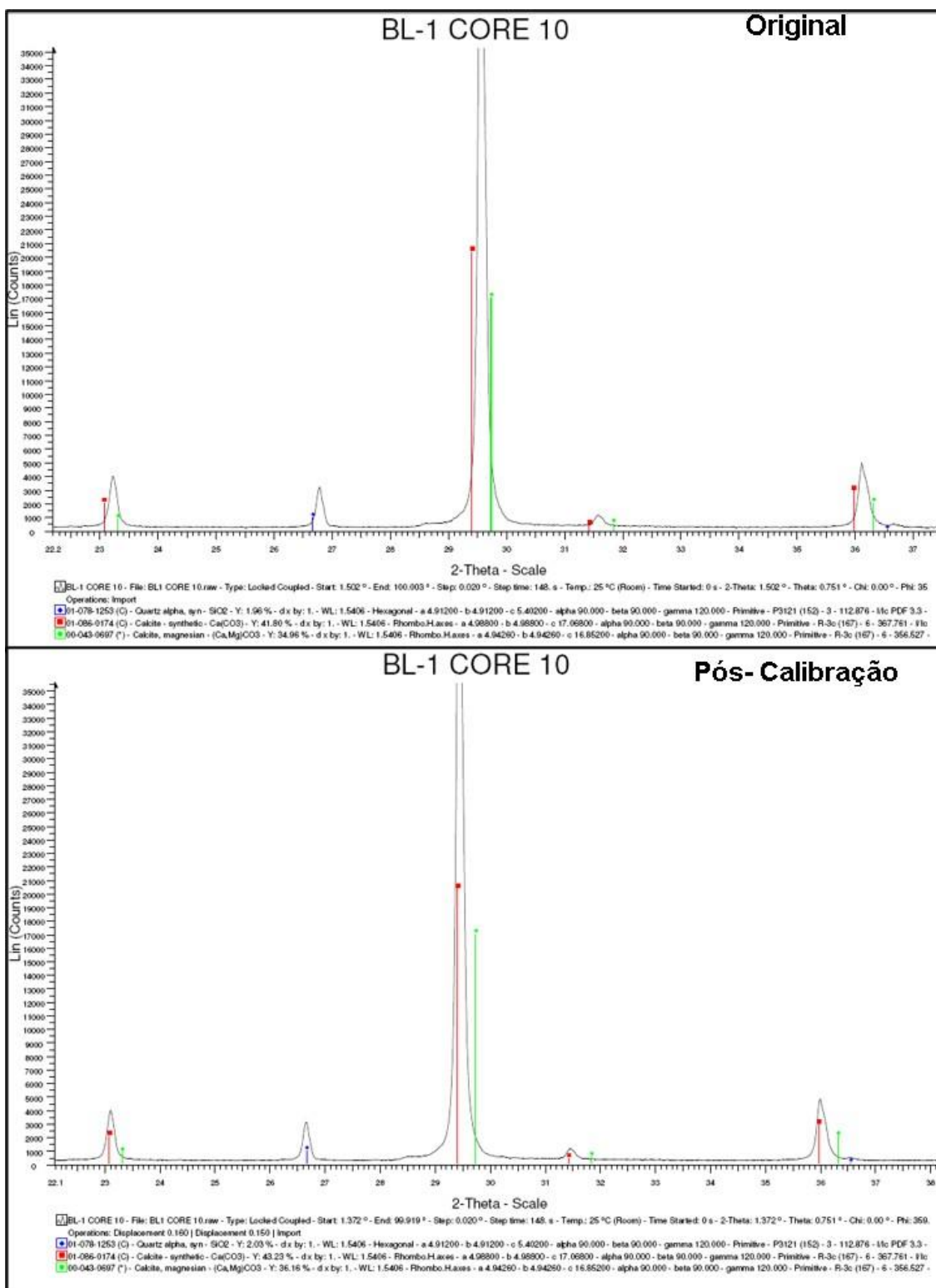


Figura 204- Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 11 - Original e Pós Calibração

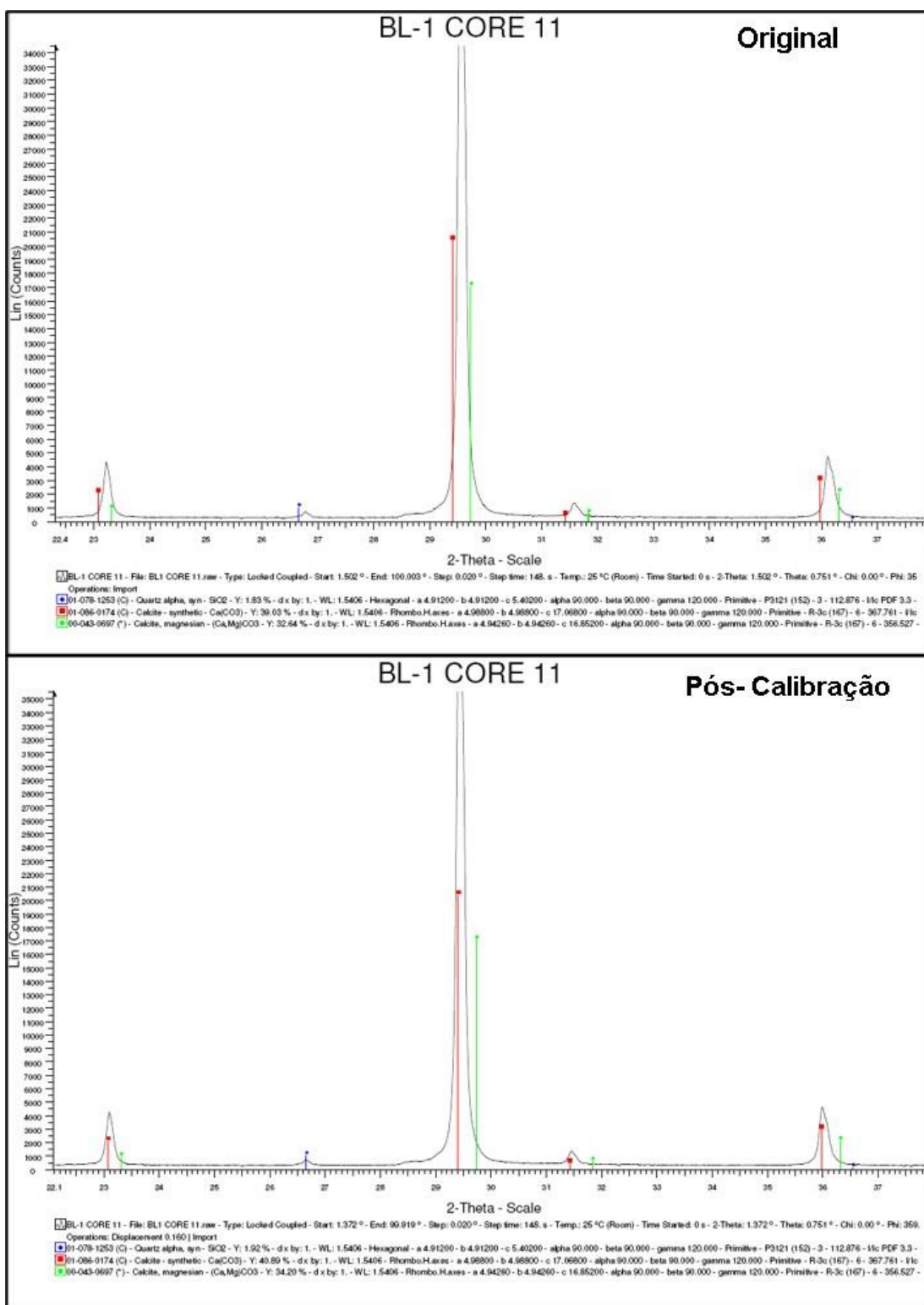


Figura 205- Difratores de raios X (XRD) do Plug 12 - Original e Pós Calibração

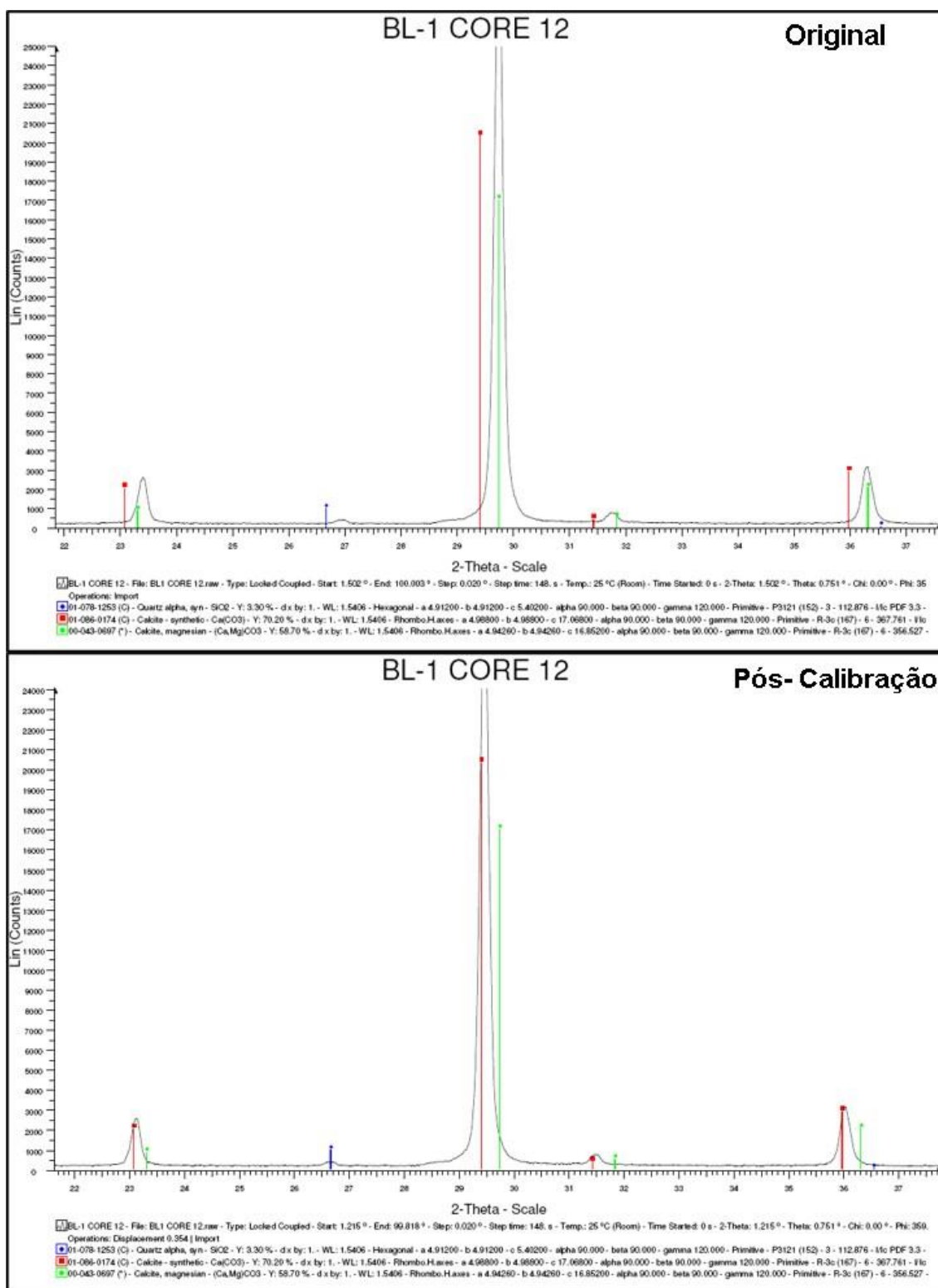


Figura 206 - Difratoômetros de raios X (XRD) do Plug 13 - Original e Pós Calibração

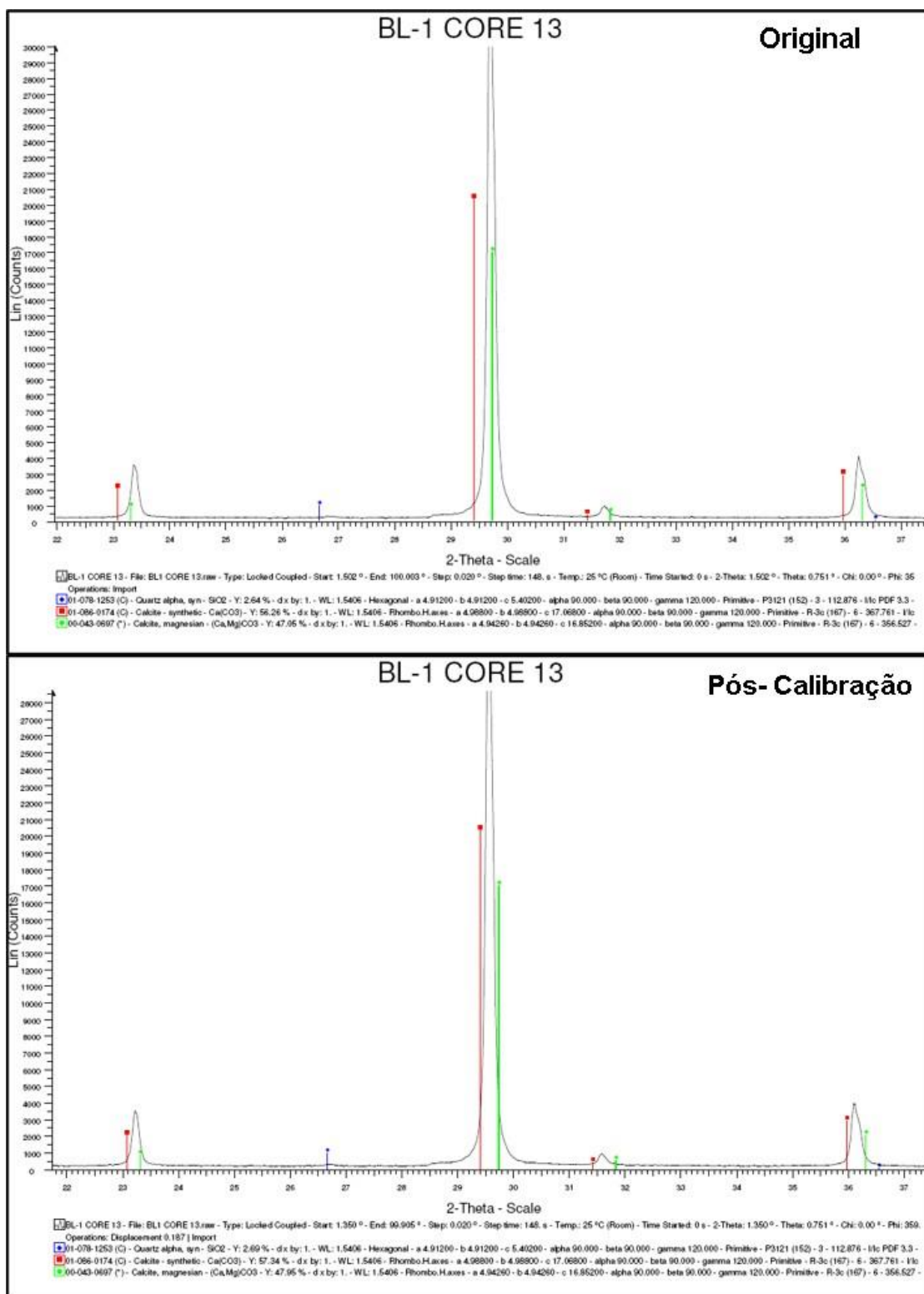


Figura 207- Difratores de raios X (XRD) do Plug 14 - Original e Pós Calibração

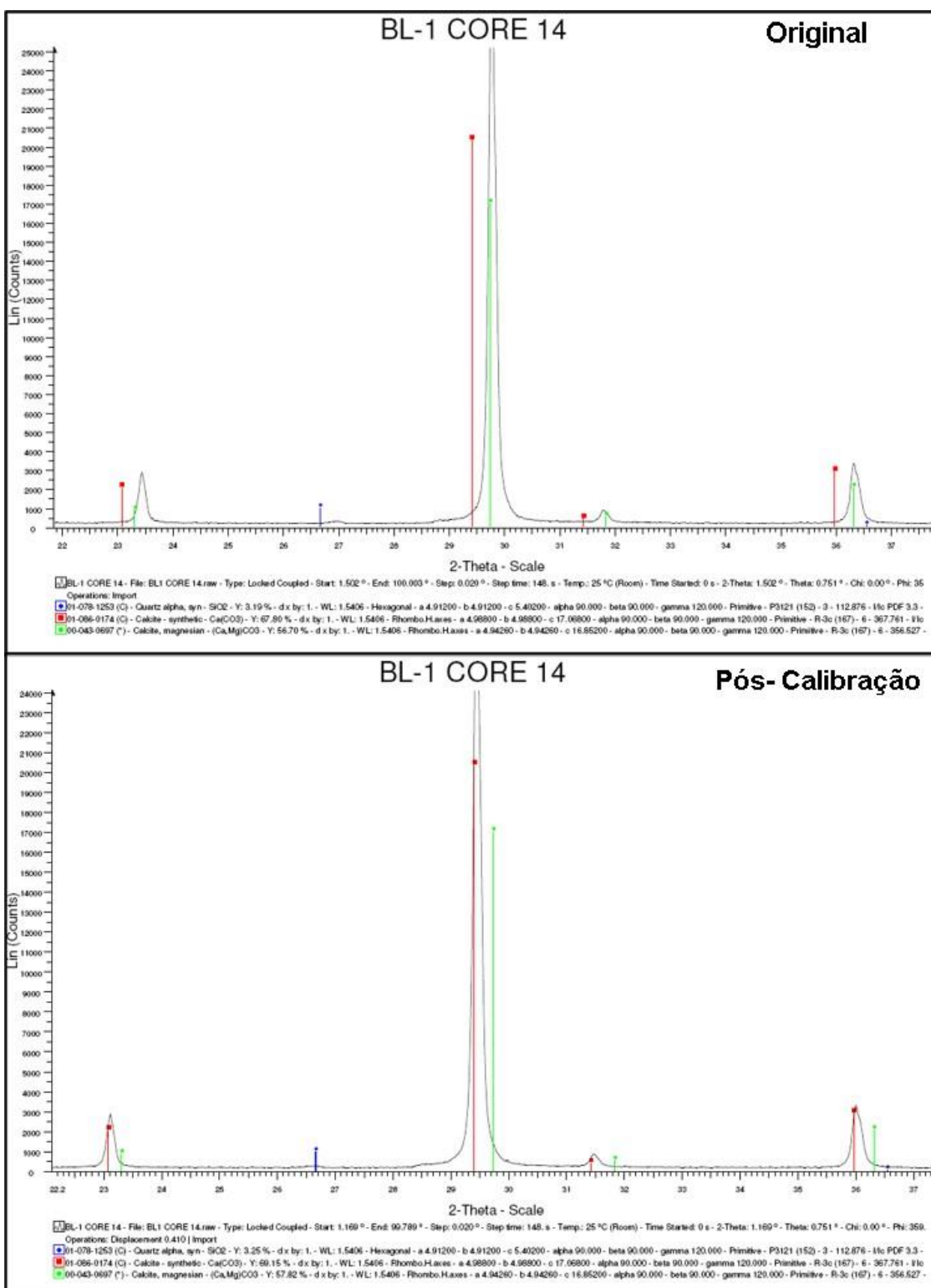


Figura 208- Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 15 - Original e Pós Calibração

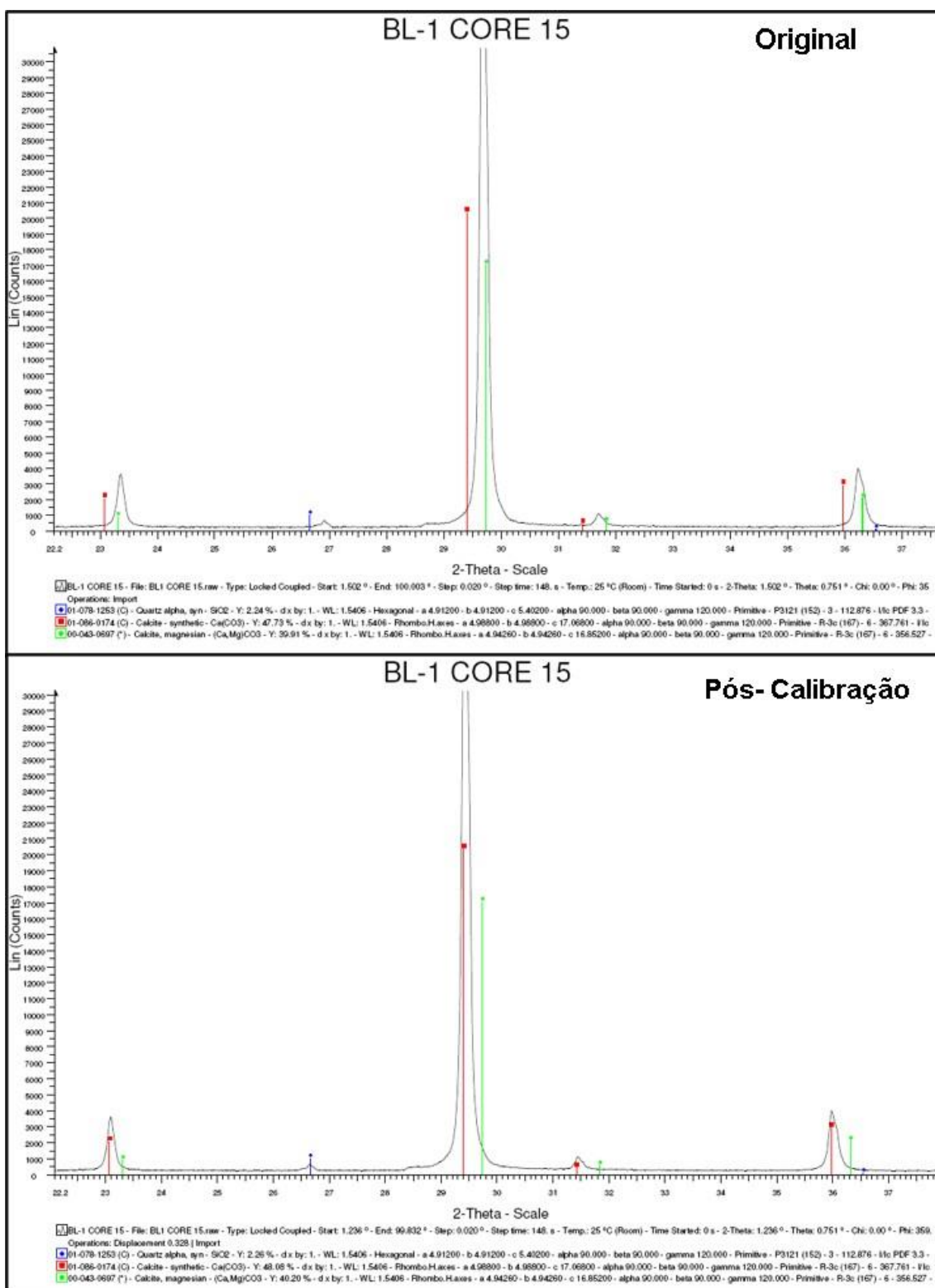


Figura 209- Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 16 - Original e Pós Calibração

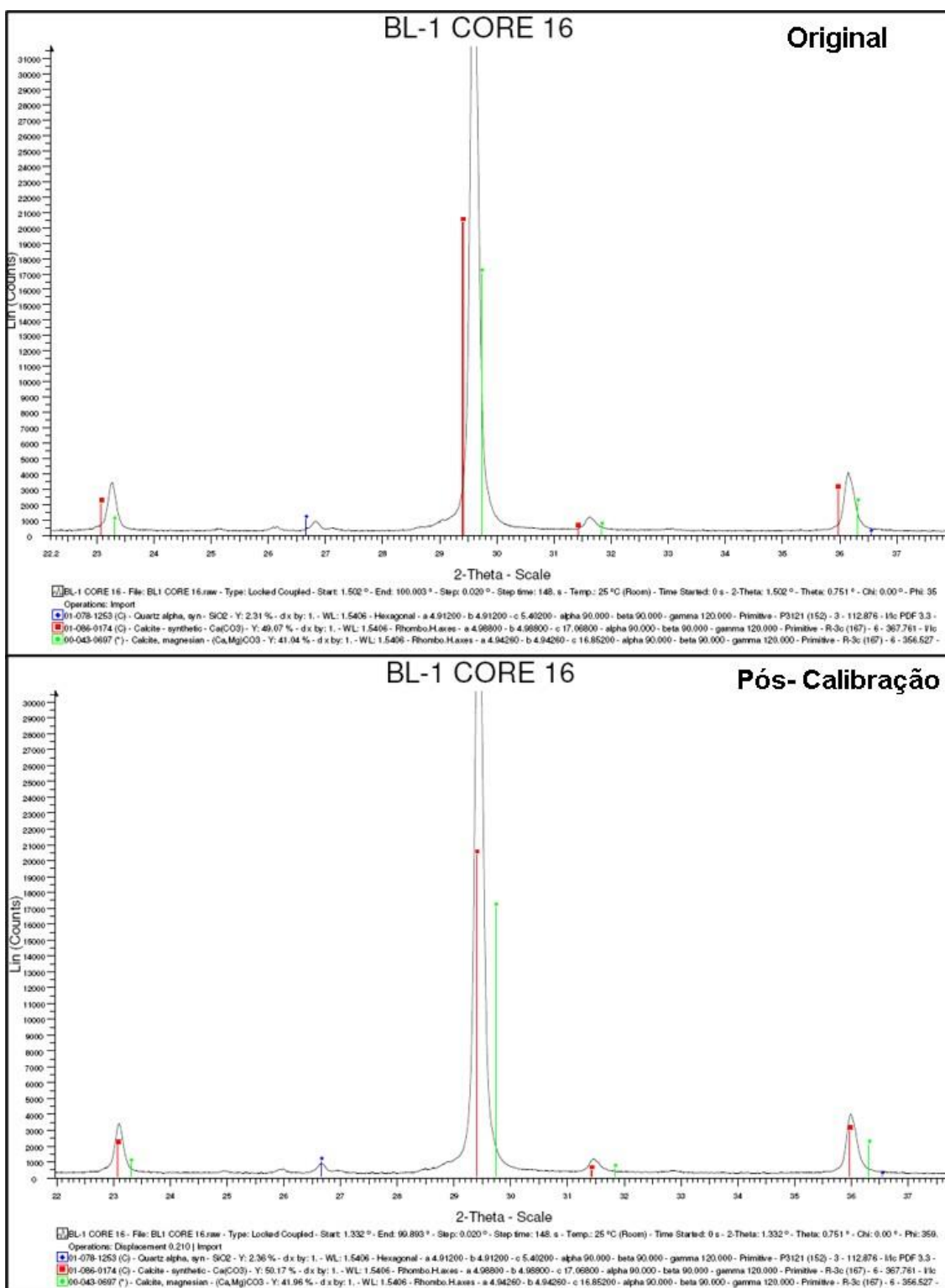
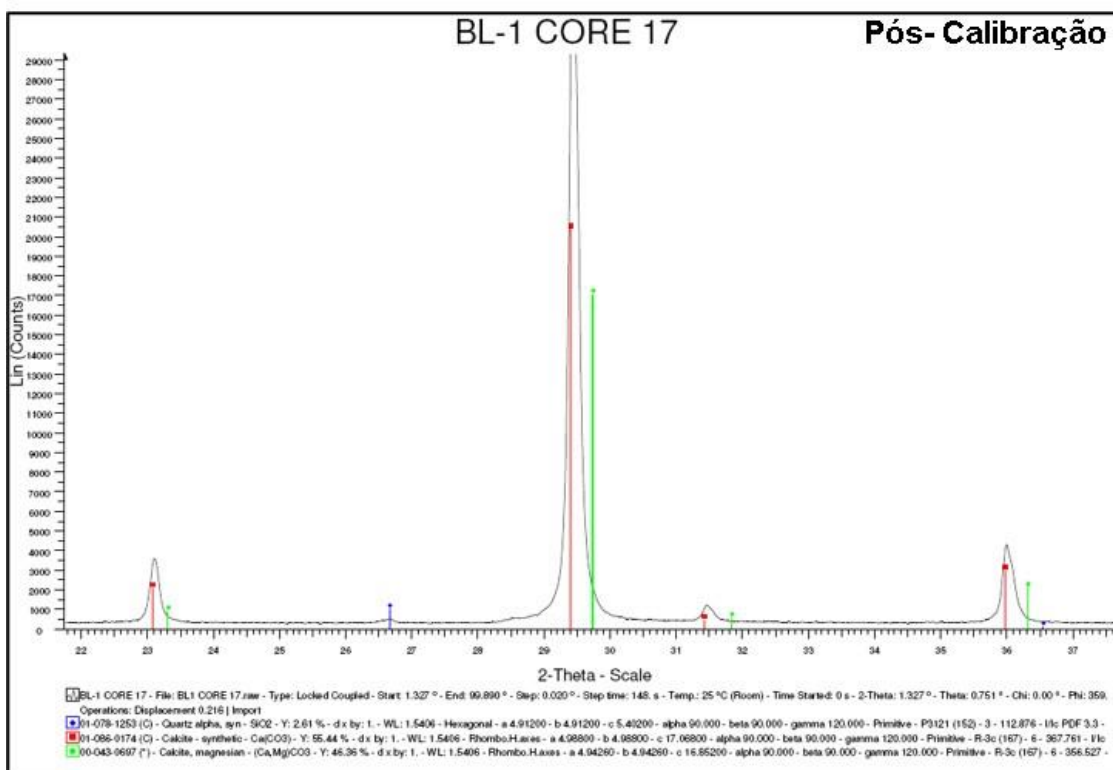
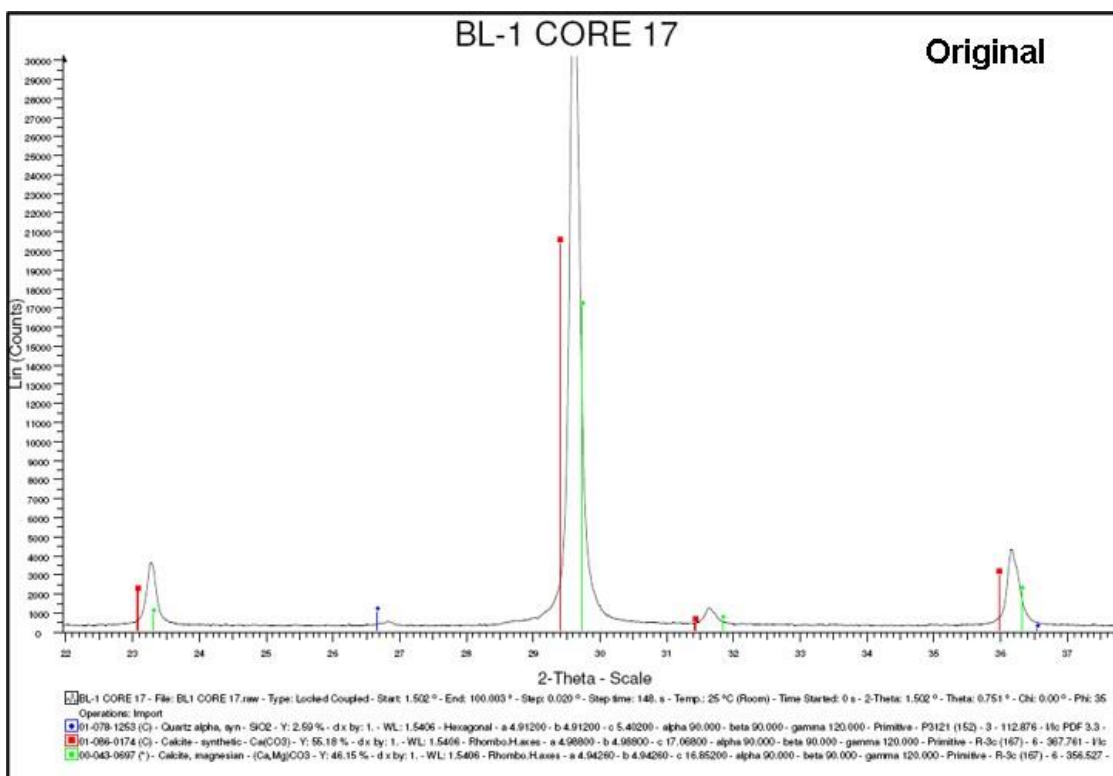


Figura 210- Difrátômetros de raios X (XRD) do Plug 17 - Original e Pós Calibração



10.6 Estimulação Ácida Em Matriz Carbonática

Para os testes de acidificação da matriz, Core Flooding System, foram utilizadas diferentes vazões de 0,5, 2 e 5 cc/mim (cubic meter per minute) de solução ácida HCL 15% até o instante de breakthrough. A avaliação dos wormholes criados pela ação da solução de estimulação foi realizada pelo mapeamento das rochas através de imagens obtidas via análise por tomografia computadorizada de raios-X apresentada no capítulo de discussão.

Á seguir é apresentado o gráfico da resposta de pressão durante a injeção e o desvio para o Plugs 17^a (Packstone).

Figura 211 - Gráfico da resposta de pressão durante a injeção e o desvio para o Plugs 17^a (Packstone).

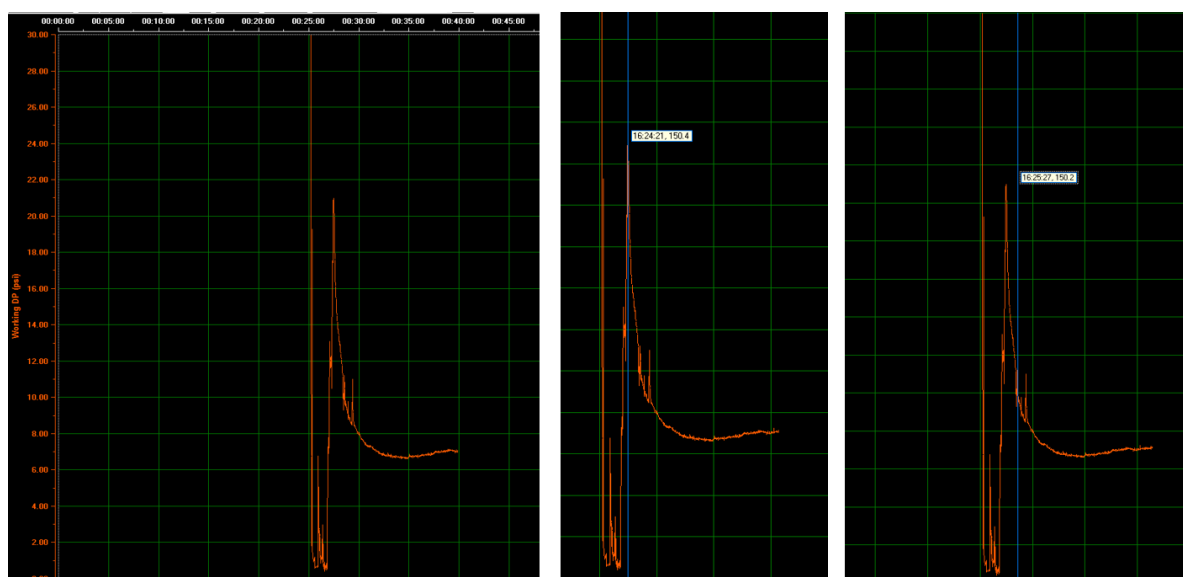
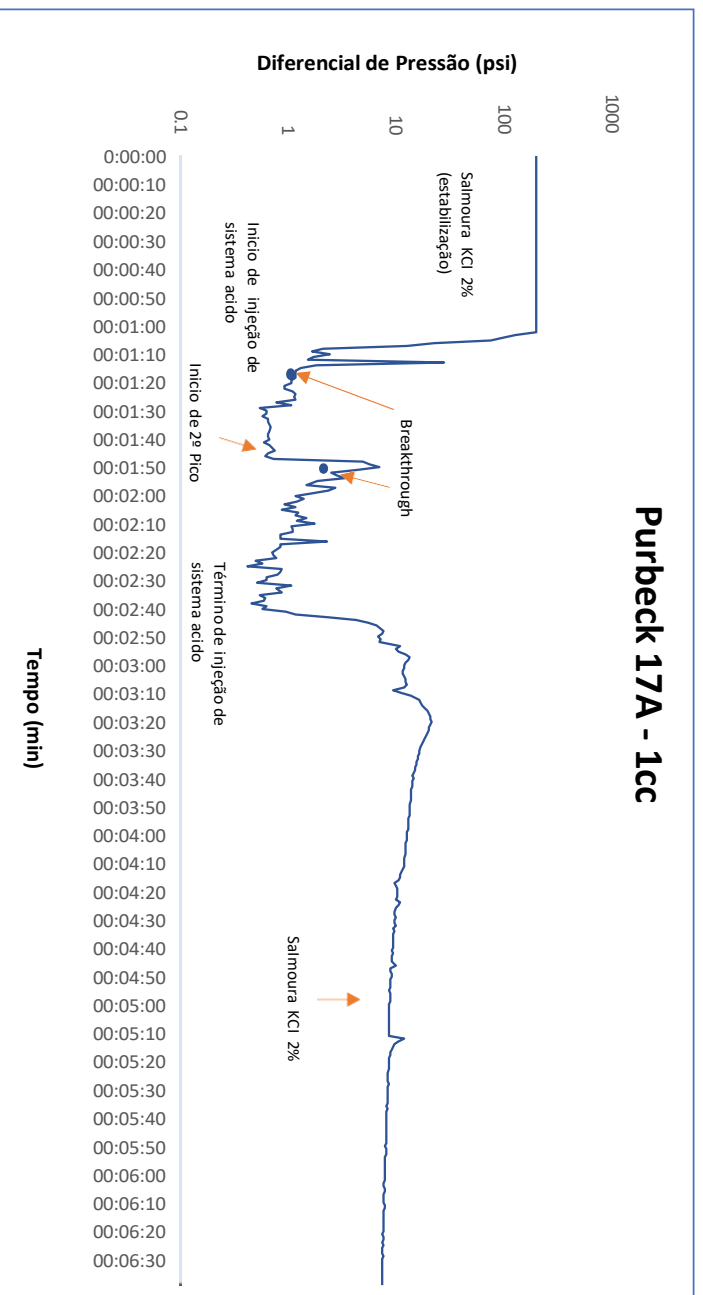


Figura 212 – Interpretação do Gráfico de injeção de solução ácida HCL 15% até o instante de breakthrough.



10.7 Microsonda eletrônica (electron microprobe analysis - EPMA)

Resultados obtidos com a microsonda eletrônica foram a partir das lâminas delgadas dos plugs 4 e 5.

Figura 213 – Lâmina Delgada proveniente do Plug 4 onde foram efetuadas as análises d composição química das principais gerações de cimento observadas nos microfácies dos trombolítos em luz natural(A); luz polarizada(B); e fluorescência (C) e (D).

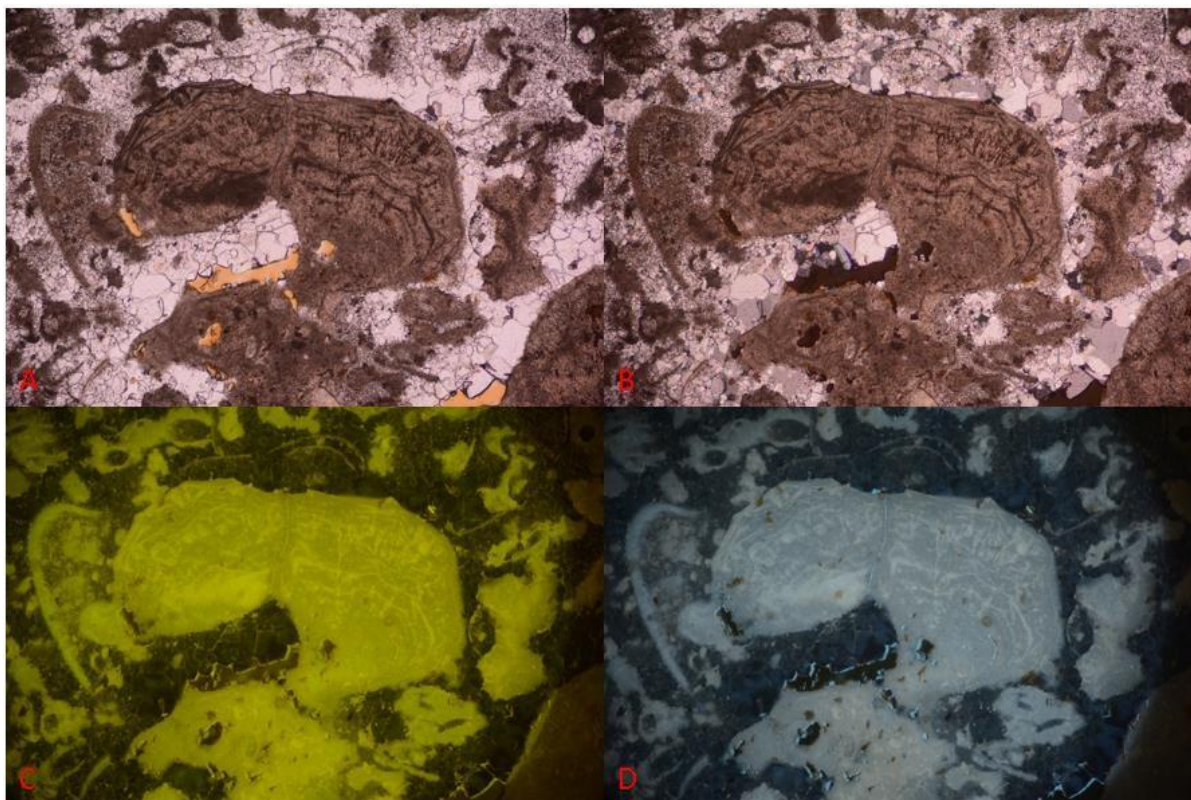
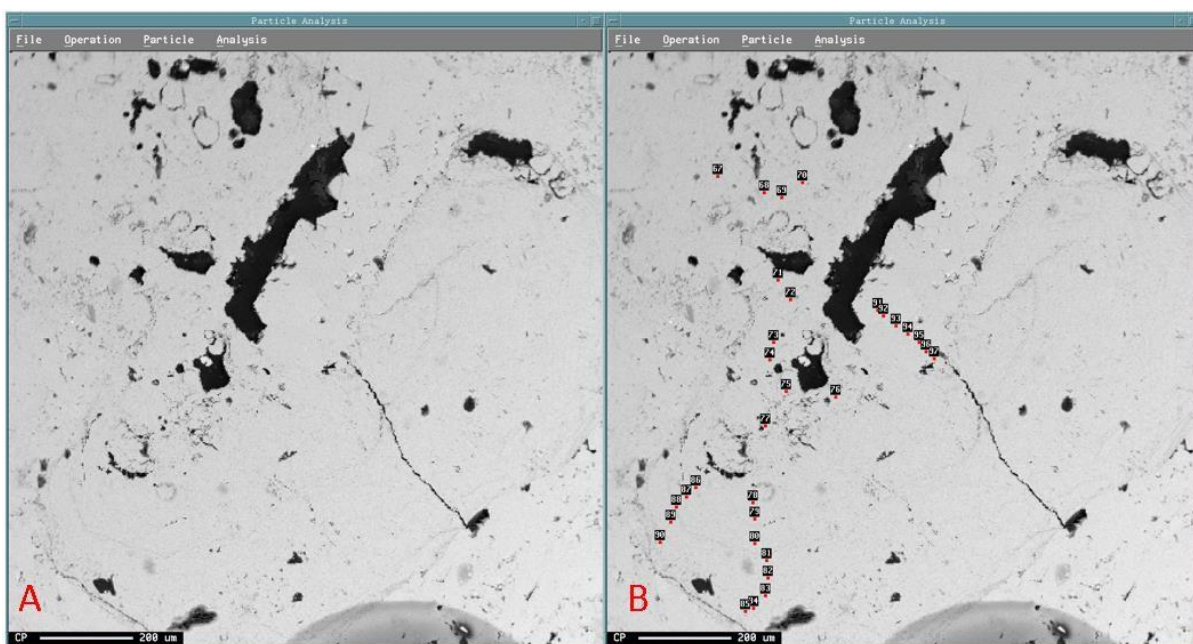


Figura 214 - (A) Imagem eletrônica da área analisada corresponde estromatólito da Figura anterior . **(B)** Marcações em vermelho para visualização dos pontos bombardeados pelo feixe eletrônico.



A seguir é apresentado a Planilha com os resultados de todos os pontos analisadas 10.6
Microsonda eletrônica (electron microprobe analysis - EPMA)