



Rafael Martins de Oliveira Santos

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS
CALCRETES DA FORMAÇÃO CAATINGA –
BAHIA**

Trabalho de Conclusão de Curso

Geologia

UFRJ

Rio de Janeiro

Junho de 2019



UFRJ

Rafael Martins de Oliveira Santos

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS CALCRETES DA FORMAÇÃO CAATINGA – BAHIA

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

Orientadores:

Dr. Patrick Francisco Führ Dal' Bó

Ms. Amanda Goulart Rodrigues

UFRJ

Rio de Janeiro

Junho de 2019

MARTINS DE OLIVEIRA SANTOS, Rafael

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS
CALCRETES DA FORMAÇÃO CAATINGA - BAHIA /**
Rafael Martins de Oliveira Santos – Rio de Janeiro: UFRJ /
IGEO, 2019.

41p. il.; 30 cm

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) –
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

Orientadores: Patrick Francisco Führ Dal' Bó, Amanda
Goulart Rodrigues

1. Geologia. 2. Geologia Sedimentar - Trabalho de
Conclusão de Curso. I. Patrick Francisco Fuhr Dal' Bó,
Amanda Goulart Rodrigues. II. Universidade Federal do Rio
de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de
Geologia. III. Título.

Rafael Martins de Oliveira Santos

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS CALCCRETES DA FORMAÇÃO
CAATINGA – BAHIA**

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

Orientadores: Dr. Patrick Francisco
Führ Dal’ Bó
Ms. Amanda Goulart Rodrigues

Aprovado em: 25.06.2019

Por:

Orientador: Dr. Patrick Francisco Führ Dal’ Bó (UFRJ)

Dr. Leonardo Borghi de Almeida (UFRJ)

Geól. Jessica Aguillar Faria Magalhães (UFRJ)

Dedico esta, bem como todas as minhas demais conquistas, aos meus queridos pais Mário e Maria.

AGRADECIMENTOS

Não poderia iniciar os agradecimentos de outra forma a não ser falando do apoio, amor e incentivo que recebi da minha família, principalmente nos momentos difíceis. Vocês foram essenciais em todas as etapas dessa jornada, sem vocês esse sonho não seria possível.

Por falar em família, gostaria de agradecer à minha outra família que foi a turma de Geologia da UFRJ de 2013. Quero agradecer individualmente a cada um pelos momentos vividos e por terem contribuído para que eu me tornasse uma pessoa e um profissional melhor. Vocês me ensinaram muito sobre a vida, companheirismo e coragem para lutar pelo que almejamos.

Agradeço a todos aqueles que estiveram presentes na minha graduação e aos que me acompanharam de longe durante esse tempo, obrigado por sempre me motivarem através dos seus gestos.

Agradeço também à University of Texas at Austin, instituição em que tive o prazer de estudar e também aos amigos que lá fiz. Torço muito pelo sucesso de todos.

Meus agradecimentos ao Laboratório de Geologia Sedimentar, ao projeto Pré-sal e em especial aos meus orientadores Patrick e Amanda que tornaram esse trabalho possível e me estimularam em relação à pesquisa científica. Obrigado pela atenção e pela paciência em todos os momentos. A

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia da UFRJ, aos professores e a todos os outros funcionários que contribuíram para a minha formação.

A todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação acadêmica, o meu muito obrigado.

RESUMO

MARTINS, R. O. S. **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS CALCRETES DA FORMAÇÃO CAATINGA – BA.** 2019. 41p. Trabalho de Conclusão de Curso – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Carbonatos continentais têm se mostrado importantes ferramentas para o estudo de ambientes antigos. Os calcretes da Formação Caatinga, objeto deste estudo, estão amplamente distribuídos pelo noroeste do estado da Bahia, ocupando os vales dos rios Verde, Jacaré e Salitre. Esses calcretes, de idade Pleistoceno Superior/Holoceno foram formados a partir da dissolução e reprecipitação dos carbonatos neoproterozoicos da Bacia de Irecê. Apesar da extensa extração dos calcretes Caatinga para rochas ornamentais, há poucos estudos sobre os processos formadores desses carbonatos. Dessa maneira, o objetivo deste estudo é caracterizar as feições macro- e microscópicas dos calcretes da Formação Caatinga a fim de entender como se desenvolveram as diferentes texturas, bem como definir se suas origens estão relacionadas a processos bióticos e/ou abióticos. Para alcançar tal objetivo, foram adquiridas 16 amostras de rochas ornamentais de calcretes em diferentes marmorarias do município do Rio de Janeiro, que foram caracterizadas considerando os principais atributos diagnósticos como cor, estrutura, textura e composição de seus constituintes. A partir das descrições macroscópicas foram identificadas quatro principais zonas: (1) nodulares; (2) brechadas; (3) venulares; e (4) siliciclásticas. Posteriormente, em escala microscópica, foi possível descrever em detalhe cada uma dessas zonas e identificar os principais processos de formação. As zonas nodulares são formadas por nódulos de calcita microcristalina a microespática, e, por vezes, dolomíticos, que são delimitados por gretas circungranulares preenchidas por calcita mosaico grosso. As zonas brechadas refletem maior intensidade de exposição, condição que produziu partículas mais angulares que nas zonas nodulares. Já nas zonas venulares, observa-se vênulas carbonáticas orientadas majoritariamente de forma paralela uma em relação as outras, que possuem em seu interior grãos siliciclásticos e carbonáticos com envelopes micríticos, que também são comuns nas zonas siliciclásticas. A ocorrência de dolomita é comum nas zonas 1, 2 e 3. Também foram identificadas valvas de ostracodes e argilominerais fibrosos (possivelmente sepiolita/palygorskita) em todas as zonas. Os resultados preliminares mostram tanto a presença de feições abióticas como gretas e nódulos quanto feições bióticas como películas microbiais e rizólitos. No entanto, o predomínio de nódulos e grãos com envelopes micríticos sugere que a formação dos calcretes ocorreu por processos bióticos e abióticos em domínio pedogênico/vadoso. A partir da identificação dos processos foi possível estabelecer um modelo de evolução para esses calcretes.

Palavras-chave: Calcretes; Formação Caatinga; Carbonatos continentais.

ABSTRACT

MARTINS, R. O. S. **PETROGRAPHIC CHARACTERIZATION OF CALCRETES OF THE CAATINGA FORMATION - BAHIA**. 2019, 41p, Trabalho de Conclusão de Curso – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Continental carbonates have proved to be important tools for the study of ancient environments. The calcretes of the Caatinga Formation, object of this study, are widely distributed in the northwest of the state of Bahia, occupying the valleys of the rivers Verde, Jacaré and Salitre. These calcretes, of Upper Pleistocene/Holocene age were formed from the dissolution and re-precipitation of the neoproterozoic carbonates of the Irecê Basin. Despite the extensive extraction of Caatinga calcretes for ornamental rocks, there are few studies on the carbonate forming processes. Thus, the objective of this study is to characterize the macro- and microscopic features of calcretes of the Caatinga Formation in order to understand how the different textures have developed, as well as to determine if their origins are related to biotic and/or abiotic processes. In order to reach this objective, 16 samples of ornamental rocks of calcretes were acquired in different marble works in the city of Rio de Janeiro, which were characterized considering the main diagnostic attributes such as color, structure, texture and composition of their constituents. From the macroscopic descriptions, four main zones were identified: (1) nodular; (2) brecciated; (3) venular; and (4) siliciclastic. Subsequently, on a microscopic scale, it was possible to describe in detail each of these zones and to identify the main forming-processes. The nodular zones are formed by nodules of microcrystalline to microspatic calcite, and sometimes dolomitic, which are delimited by circumgranular cracks filled by mosaic calcite. The brecciated zones show higher intensity of exposure that produced more angular particles than in the nodular zones. In the venular zones, carbonatic venules are observed, oriented mainly parallel to each other, which have, in their interior, siliciclastic and carbonatic grains with micritic envelopes, which are also common in the siliciclastic zones. The occurrence of dolomite is common in zones 1, 2 and 3. Also, ostracodes valves and fibrous argillominerals (possibly sepiolite/palygorskite) were identified in all zones. Preliminary results show both the presence of abiotic features such as cracks and nodules and biotic features such as microbial films and rhizoliths. However, the predominance of nodules and grains with micritic envelopes suggests that the formation of these calcretes were formed by biotic and abiotic processes in the pedogenic/vadose domain. From the identification of the processes it was possible to establish a model of evolution for these calcretes.

Keywords: Calcretes; Caatinga Formation; Continental carbonates.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT.....	viii
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
2 ESTADO DA ARTE – CALCRETES: DEFINIÇÃO, CLASSIFICAÇÃO, MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO E ESTÁGIOS DE DESENVOLVIMENTO DE UM PERFIL DE CALCRETE PEDOGÊNICO	2
2.1 Definição	2
2.2 Classificações	2
2.3 Mecanismos de precipitação de carbonato de cálcio.....	5
2.3 Estágios de desenvolvimento de um perfil de calcrete pedogênico	6
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	7
3.1 Estratigrafia.....	9
3.2 Distribuição dos calcretes da Formação Caatinga.....	12
4 MATERIAIS E MÉTODOS	13
4.1 Pesquisa bibliográfica	13
4.2 Análise macroscópica.....	13
4.3 Análise petrográfica	13
4 RESULTADOS.....	14
4.1 Análise macroscópica.....	14
4.2 Análise petrográfica	19
5 DISCUSSÕES	25
5.1 Origem dos constituintes e feições que compõem os calcretes da Formação Caatinga	25
5.2 Modelo de evolução e tabela de evolução diagenética.....	32
5.3 Tipo de substrato original e inferências paleoclimáticas.....	35
5.4 Mecanismos de precipitação de carbonato de cálcio e influência biológica na gênese de feições	35
6 CONCLUSÃO	36
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	37

APÊNDICE 1 – MOSAICOS E REGISTROS DAS AMOSTRAS.....	42
APÊNDICE 2 – RESUMOS DAS DESCRIÇÕES.....	57

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Principais horizontes morfológicos de um calcrete (traduzido de Wright, 2007).	3
Figura 2. Principais feições presentes em cada tipo de microtrama (traduzido de Wright, 2007).	4
Figura 3. Classificação de calcretes baseado em seu contexto hidrológico (traduzido de Wright & Tucker, 1991).	5
Figura 4. Principais mecanismos de precipitação de carbonato em calcretes (traduzido de Wright & Tucker, 1991).	6
Figura 5. Evolução dos perfis de calcretes a partir de diferentes conteúdos iniciais de cascalho (modificado de Alonso-Zarza & Tanner, 2010b).	7
Figura 6. Mapa de localização da Bacia de Irecê e seu contexto dentro do Cráton São Francisco (modificado de Borges et al., 2016).	8
Figura 7. Coluna estratigráfica da Bacia de Irecê com destaque para a Formação Caatinga (Alves, 2015).	11
Figura 8. Distribuição dos calcretes da Formação Caatinga nos vales dos rios Verdes, Jacaré e Salitre e localização dos principais polos extrativos (modificado de Penha, 1994).	12
Figura 9. Representação de três dos principais domínios presentes no grupo de amostras e suas relações espaciais. (A) Zona venular em detalhe caracterizada principalmente pela abundância de fraturas preenchidas por carbonato. (B) Zona brechada em detalhe caracterizada principalmente pela presença de gretas, elementos brechados e nódulos. (C) Zona nodular em detalhe caracterizada pela abundância de nódulos em meio à matriz micrítica/microespática. Escala= 2 cm.	15
Figura 10. Representação de dois dos principais domínios presentes no grupo de amostras e suas relações espaciais. (A) Zona brechada em detalhe caracterizada principalmente pela presença de gretas, elementos brechados e nódulos. (B) Zona siliciclástica em detalhe caracterizada pela abundância de grãos de quartzo, feldspato e carbonato. Esses grãos ocorrem envelopados por película micrítica. Escala = 2 cm.	16
Figura 11. Principais elementos identificados na macroscopia. (A) Nódulos carbonáticos em meio a matriz micrítica de cor branca. (B) Nódulo carbonático complexo de cor laranja. (C) Fraturas preenchidas por calcita. (D) Vênula cimentadas, nas bordas estão os cristais maiores (brancos) e mais ao centro os cristais menores (incolores). (E) Gretas circungranulares preenchidas por calcita ocorrem ao redor de nódulos (indicadas pelas setas). (F) Grãos de quartzo, feldspato e carbonáticos envoltos por películas micríticas caracterizando um grainstone diagenético (indicadas pelas setas). Escala = 1 cm.	18
Figura 12. (A) Matriz completamente dolomitizada (nicóis cruzados). (B) Concentração de grãos pretos de óxido de ferro (indicada pela seta - nicóis paralelos). (C) Silicificação em matriz microespática (nicóis cruzados). (D) Nódulo micrítico (nicóis cruzados). (E) Nódulo intensamente dolomitizado (nicóis	

paralelos). (F) Grãos siliciclásticos de quartzo e feldspato envoltos por película micrítica no interior de uma vênula (nicóis cruzados).....	20
Figura 13. (A) Fragmento de chert em meio a grãos de quartzo e feldspato (nicóis cruzados). (B) Rizólito/bioturbação. (nicóis cruzados). (C) Rizólitos calcificados em meio ao cimento carbonático (nicóis paralelos). (D) Vênula preenchida por calcita mosaico (nicóis paralelos). (E) Vênula preenchida por calcita mosaico e sílica (indicado pela seta – nicóis cruzados). (F) Crostas laminares na parede da fratura (indicada pela seta – nicóis cruzados).	22
Figura 14. (A) Cimento do tipo película micrítica (indicado pelas setas - nicóis paralelos). (B) Greta cincungranular ao redor de um nódulo (nicóis cruzados). (C) Textura brechada resultante de intensa dessecação (nicóis cruzados). (D) Concha articulada de ostracode (nicóis paralelos). (E) Concha desarticulada de ostracado (nicóis paralelos). (F) Argilomineral fibroso preenchendo poro em meio a cristais de dolomita (nicóis cruzados).	24
Figura 16. Exemplo de inversão textural nos calcretes da Formação Caatinga, na imagem há uma fratura preenchida por grãos carbonáticos e siliciclásticos envelopados (indicados pelas setas - nicóis paralelos).	29
Figura 17. Evolução de um carbonato até culminar na inversão textural (modificado de Wright & Tucker, 1991).	29
Figura 18. Estágios de evolução propostos para os calcretes da Formação Caatinga	32

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Evolução diagenética das principais fases presentes nos calcretes da Formação Caatinga. A espessura da barra indica a intensidade do processo/abundância do constituinte. 34

1 INTRODUÇÃO

Carbonatos continentais são parte importante da cobertura sedimentar e ocorrem em uma variedade de ambientes deposicionais e diagenéticos. Diferente dos carbonatos marinhos, em que os registros se estendem até o Arqueano, carbonatos continentais não se tornaram significativos até o Devoniano quando as plantas colonizaram amplamente os ambientes continentais e promoveram a liberação de íons a partir do aumento do intemperismo. Desde então os carbonatos têm se mostrado importante ferramenta para o estudo de ambientes antigos preservando uma gama de informações sobre fatores relacionados a sua formação, como clima e ecossistemas locais (Alonso-Zarza & Tanner, 2010a).

A Bacia de Irecê é composta por uma sequência sedimentar carbonática de idade proterozoica depositada no contexto de um mar epicontinental em ambiente marinho raso. No topo dessa sequência, encontram-se os calcretes da Formação Caatinga, que tem sua gênese relacionada a processos de dissolução e re-precipitação dos carbonatos sotopostos (Penha, 1994). Esses calcretes representam o objeto de estudo desse trabalho e tem ampla ocorrência geográfica no noroeste do estado da Bahia.

Apesar da extensa extração desses carbonatos para fins ornamentais, há poucos estudos abordando a natureza da distribuição das feições e suas respectivas origens. Dessa maneira, o objetivo principal desse trabalho é caracterizar as feições macro e microscópicas dos calcretes Caatinga a fim de entender como se desenvolveram e se há influência de fatores bióticos na distribuição das texturas.

Os objetivos específicos consistem:

- (1) Caracterização macro- e microscópica a partir de descrição detalhada de cada constituinte do material, a fim de elencar quais foram processos responsáveis pelas suas formações;
- (2) Determinar a evolução diagenética das principais feições com base nas relações entre as texturas e minerais que as compõem;
- (3) Determinar o tipo de substrato a partir do qual essa rocha se desenvolveu bem como entender a influência biótica.

2 ESTADO DA ARTE – CALCRETES: DEFINIÇÃO, CLASSIFICAÇÃO, MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO E ESTÁGIOS DE DESENVOLVIMENTO DE UM PERFIL DE CALCRETE PEDOGÊNICO

2.1 Definição

Segundo a definição Wright & Tucker (1991), modificada de Goudie (1973) e Watts (1980), calcrete é uma acumulação terrestre, próxima da superfície, composta principalmente de carbonato de cálcio, que ocorre em uma variedade de formas, desde pulverulenta a nodular a altamente endurecido. Essas rochas são resultado de cimentação, deslocamento e substituição que levam a introdução de carbonato de cálcio em perfis de solo, rochas e sedimentos em áreas vadosas e freáticas rasas, onde a água subterrânea se torna saturada em carbonato de cálcio. Os calcretes ocorrem predominantemente em ambiente áridos e semi-áridos, tendo sua origem relacionada a períodos de não-sedimentação, no qual os sedimentos e as rochas próximas à superfície começam a sofrer os efeitos dos agentes intempéricos da exposição subárea (Borges *et al.*, 2016). É importante salientar que calcretes não estão restritos a perfis de solo, podendo ocorrer abaixo da zona de formação de solo, mas dentro da zona vadosa, na franja capilar ou abaixo do nível d'água, formando calcretes freáticos.

2.2 Classificações

Diversos tipos de classificações foram propostas para os calcretes, sendo elas: morfologia, mineralogia, microtrama e contexto hidrológico.

Segundo sua morfologia, os horizontes dos calcretes podem ser classificados como crosta dura (*hardpan*), calcrete placoso (*platy*), calcrete nodular, calcrete pulverulento (*chalky*), horizontes de transição e rocha original (Fig. 1) (Netterberg, 1967 e 1980; Goudie 1983).

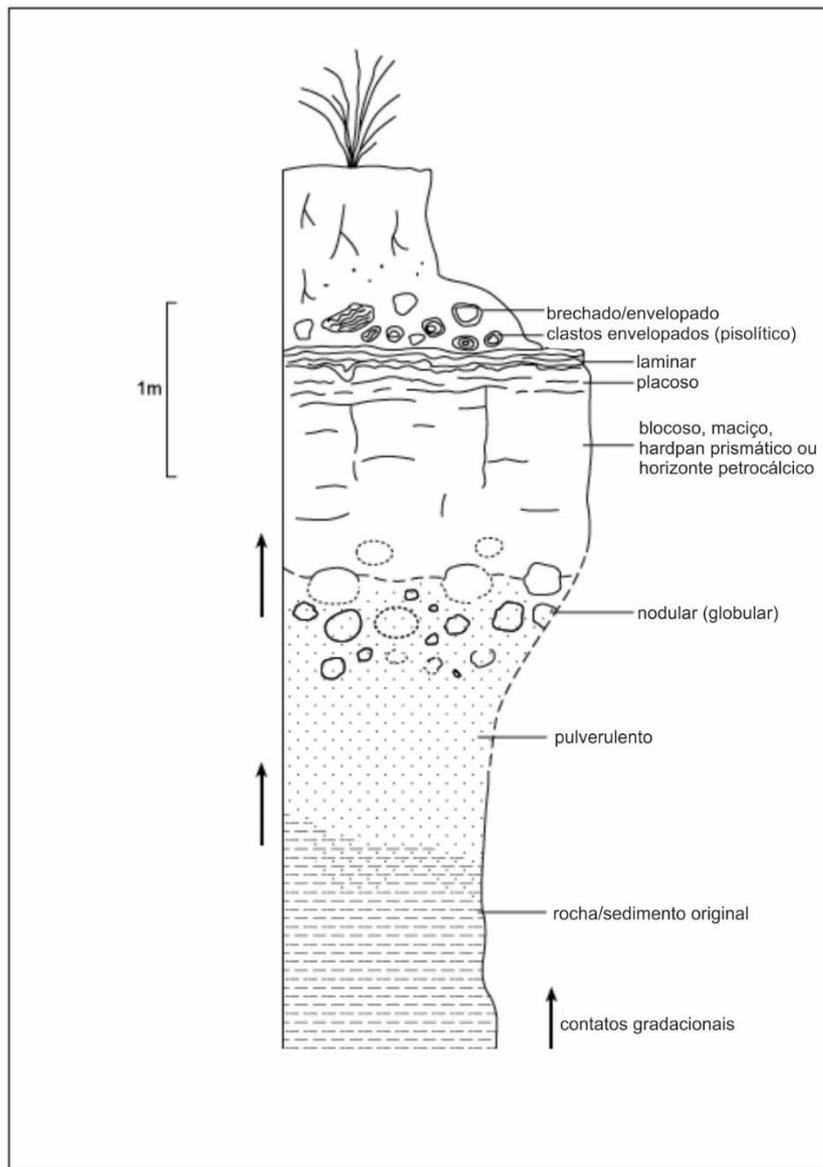


Figura 1. Principais horizontes morfológicos de um calcrete (traduzido de Wright, 2007).

Apesar da ampla ocorrência de calcretes relacionados a perfis de solos, nesse contexto eles não estão incluídos com essa terminologia. Quando há a formação de calcretes em solos, estes constituem vários horizontes de acumulação de carbonatos que estão inseridos dentro do perfil de solo principal (Wright & Tucker, 1991). Gile *et al.* (1965) propôs que horizontes com acúmulos de carbonato fossem chamados de horizonte K.

Uma classificação mineralógica foi proposta por Netterberg (1980) na qual divide os calcretes e dolocretes baseados na porcentagem de dolomita, em: calcretes, calcretes magnesianos, calcretes dolomíticos, dolocretes calcíticos e dolocretes.

A microtrama também constitui um elemento importante para a classificação de calcretes. Wright (1990) propôs duas microtramas: *alfa*, para aqueles com ausência de feições biológicas, e *beta*, para aqueles com características biogênicas dominantes, atribuídas à existência e atividade tanto de micro- quanto de macroorganismos (Fig. 2). As microtramas *alfa* e *beta* são os dois membros extremos dessa classificação, porém elementos de diferentes microtramas podem ocorrer associados.

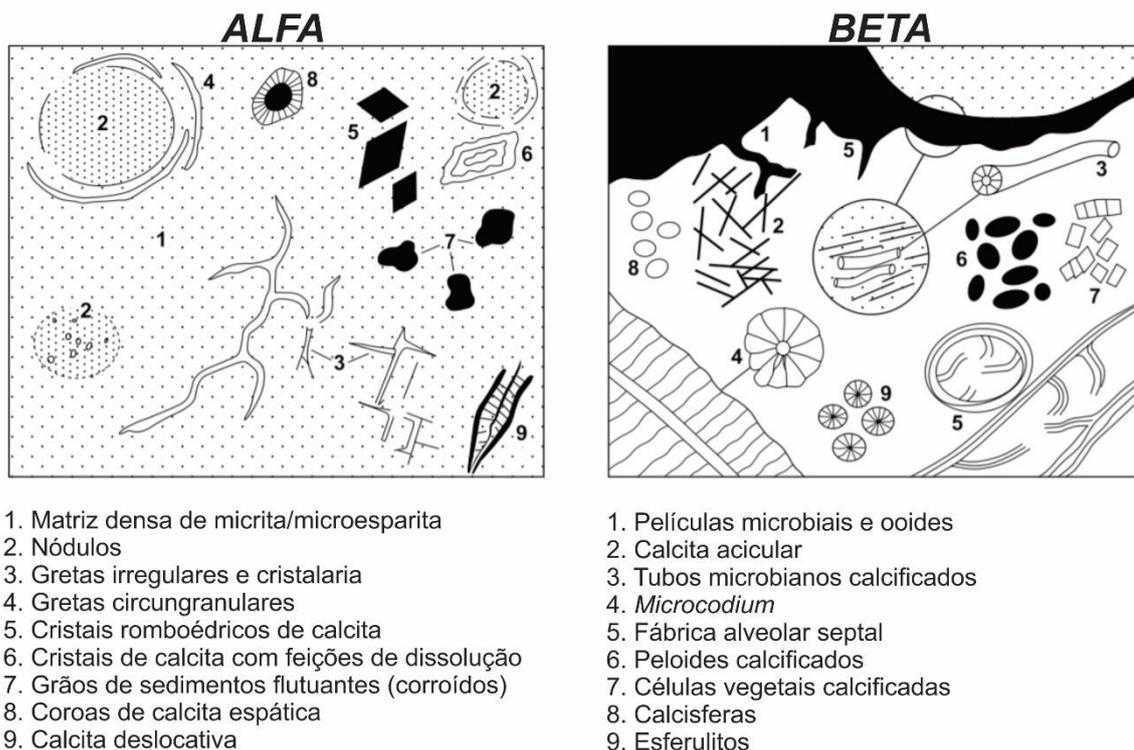


Figura 2. Principais feições presentes em cada tipo de microtrama (traduzido de Wright, 2007).

Segundo Wright (2007) as assembleias do tipo alfa são predominantemente compostas por texturas cristalinas micríticas a esparíticas e são mais comuns em substratos siliciclásticos. Já as assembleias do tipo beta são mais comuns em substratos ricos em carbonato, exibindo uma grande variedade de texturas de origem biogênica, principalmente fúngica e relacionadas a raízes.

Em relação ao contexto hidrológico os calcretes são geralmente divididos em dois tipos (Fig. 3): (1) calcretes pedogênicos, quando originados na zona de alteração meteórica vadosa, ou (2) calcretes freáticos, quando são originados na zona de alteração freática ou na zona de transição. Segundo Wright & Tucker (1991), quando há influência do lençol freático os calcretes apresentam características que os distinguem dos demais tipos, tais como horizontes pouco desenvolvidos, tipicamente micríticos, formando arranjos nodulares a brechosos. A

presença de dessecação e rizobrechação é menos comum em calcretes freáticos, entretanto a inversão de relevos e a formação de domos em larga escala podem resultar em feições similares a essas. Esses carbonatos vão ocorrer preferencialmente em litologias mais grossas e mais permeáveis e podem apresentar espessura maior quando comparados aos calcretes pedogênicos. Aparentemente, quando há a presença de plantas freatóficas, há a ocorrência horizontes laminados (Semeniuk & Meagher, 1981). Já os calcretes originados na zona de alteração meteórica vadosa são frequentemente bem desenvolvidos e apresentam diversas feições como gretas e películas microbiais (Wright & Tucker, 1991).

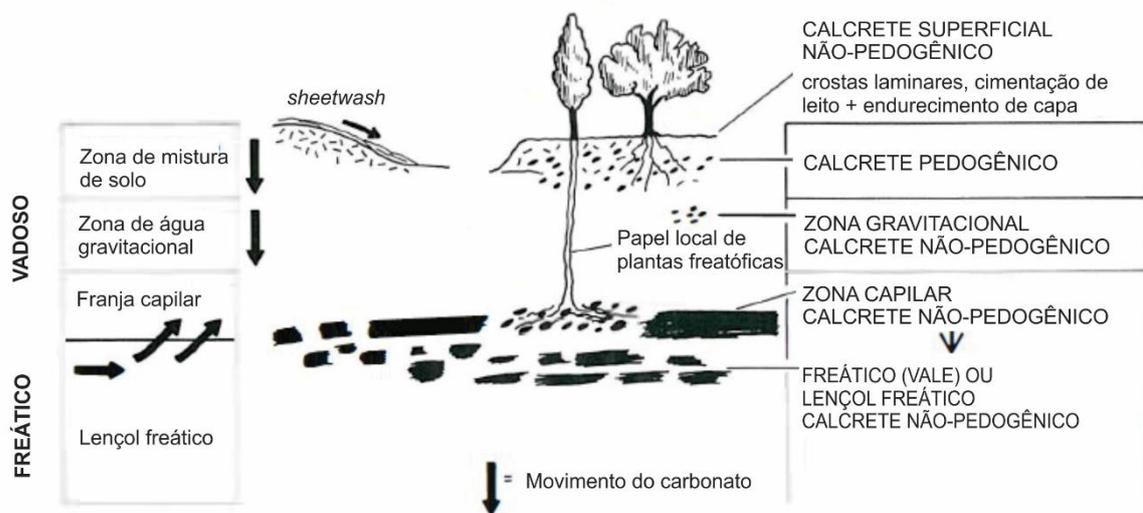


Figura 3. Classificação de calcretes baseado em seu contexto hidrológico (traduzido de Wright & Tucker, 1991).

2.3 Mecanismos de precipitação de carbonato de cálcio

Independente da fonte de carbonato dissolvido, existem três fatores que diminuem sua solubilidade: remoção de água, CO_2 e a adição de Ca^{2+} (Fig. 4). A água pode ser removida por meio da evaporação ou da evapotranspiração (Cerling, 1984). Entretanto, a evapotranspiração representa o principal mecanismo responsável pela geração de calcretes em um contexto semi-árido (Cerling, 1984) e desempenha importante papel na formação de rizoconcreções (Wright & Tucker, 1991).

A perda de CO_2 , também conhecida como desgaseificação, é um dos principais processos em relação a precipitação de carbonato (Salomons & Mook, 1986). Valores relativamente baixos de P_{CO_2} em solos áridos e semi-áridos contribuem para essa precipitação (Marion et al., 1985). O efeito de íon comum é outro fator importante para a precipitação de carbonato pela adição de Ca^{2+} , principalmente para a formação de calcretes freáticos (Reheis, 1987).

A atividade de cianobactérias pode induzir a precipitação de carbonato ao consumir parte do CO₂ disponível (Krumbein & Giele, 1979), bactérias e fungos também possuem papel importante nesse mecanismo.

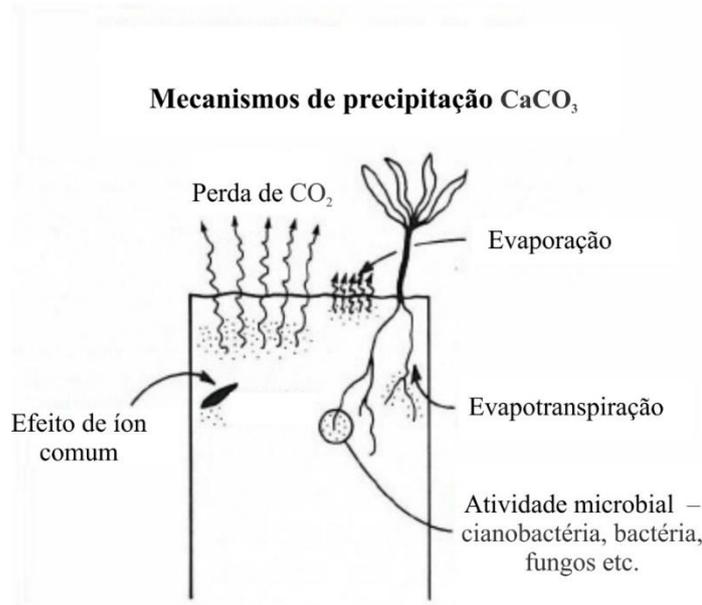


Figura 4. Principais mecanismos de precipitação de carbonato em calcretes (traduzido de Wright & Tucker, 1991).

2.3 Estágios de desenvolvimento de um perfil de calcrete pedogênico

Machette (1985) estabeleceu seis estágios (Fig. 5) para a evolução desses perfis. Dos estágios I ao III os conteúdos de cascalho são importantes e diferentes em depósitos clásticos finos e grossos, com o desenvolvimento de calcretes sendo mais rápido em substratos com grãos mais grossos. Em solos cálcicos ricos em cascalho o estágio I é caracterizado por finos envelopes descontínuos em seixos. No estágio II os envelopes são contínuos e podem variar em espessura. Acumulações maciças entre os clastos e cascalhos completamente cimentados estão incluídos no estágio III. Em solos pobres em cascalho, o estágio I mostra alguns filamentos ou fracos revestimentos nas superfícies dos seixos. Nódulos friáveis com 5 a 40 mm em diâmetros são indicativos do estágio II, enquanto nódulos coalescentes são indicativos do estágio III. O estágio IV é caracterizado por laminações ricas em carbonatos com 1 cm de espessura. Laminações mais grossas e pisólitos são indicativos do estágio V e o estágio VI inclui múltiplas fases de brechação, formação de pisólitos e re-cimentação.

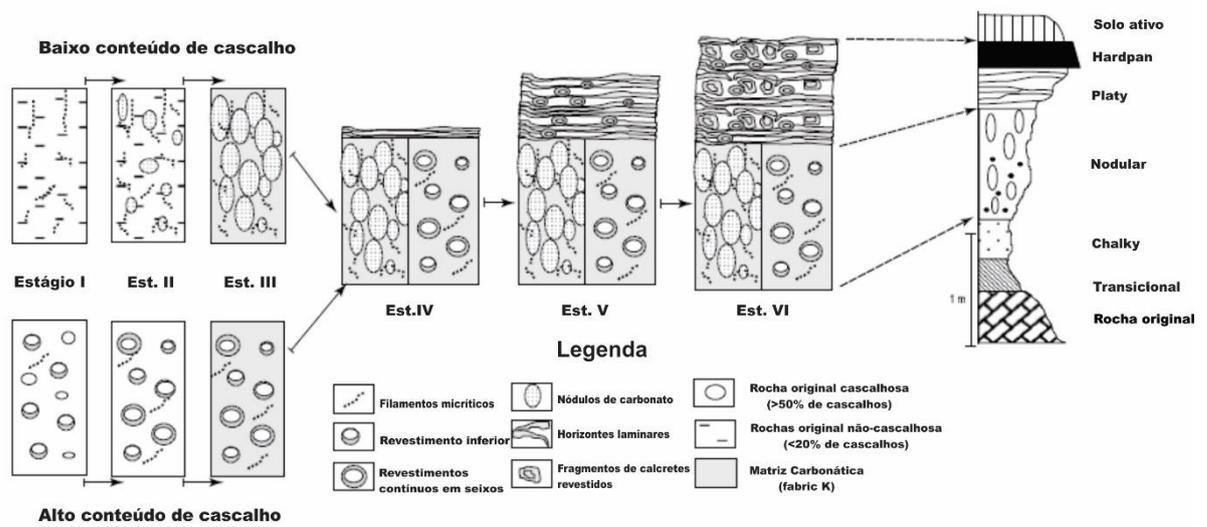


Figura 5. Evolução dos perfis de calcretes a partir de diferentes conteúdos iniciais de cascalho (modificado de Alonso-Zarza & Tanner, 2010b).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

Localizada na porção centro-norte do estado da Bahia, a Bacia de Irecê (Fig. 6) constitui a principal ocorrência de coberturas sedimentares neoproterozoicas na porção norte do Cráton do São Francisco (Kuchenbecker *et al.*, 2011). A Bacia de Irecê é considerada uma bacia epicontinental cratônica (Souza *et al.*, 1993) e como a Bacia do São Francisco, foi uma extensa plataforma carbonática que chegou a cobrir 300.000 km² do Cráton São Francisco (Borges *et al.*, 2016). A estratigrafia da bacia é caracterizada na base por rochas sedimentares glaciais representadas por diamictitos e tilitos, cobertas por uma espessa sequência carbonática do tipo *cap carbonates* (Hoffman *et al.*, 1998), depositadas em um ambiente de maré, denominadas por Pedreira (1975) como formação Bebedouro e Formação Salitre, ambas pertencentes ao Grupo Una. O calcrete Caatinga, objeto desse estudo, ocorre sobreposto às rochas neoproterozoicas do Grupo Una (Fig. 6)

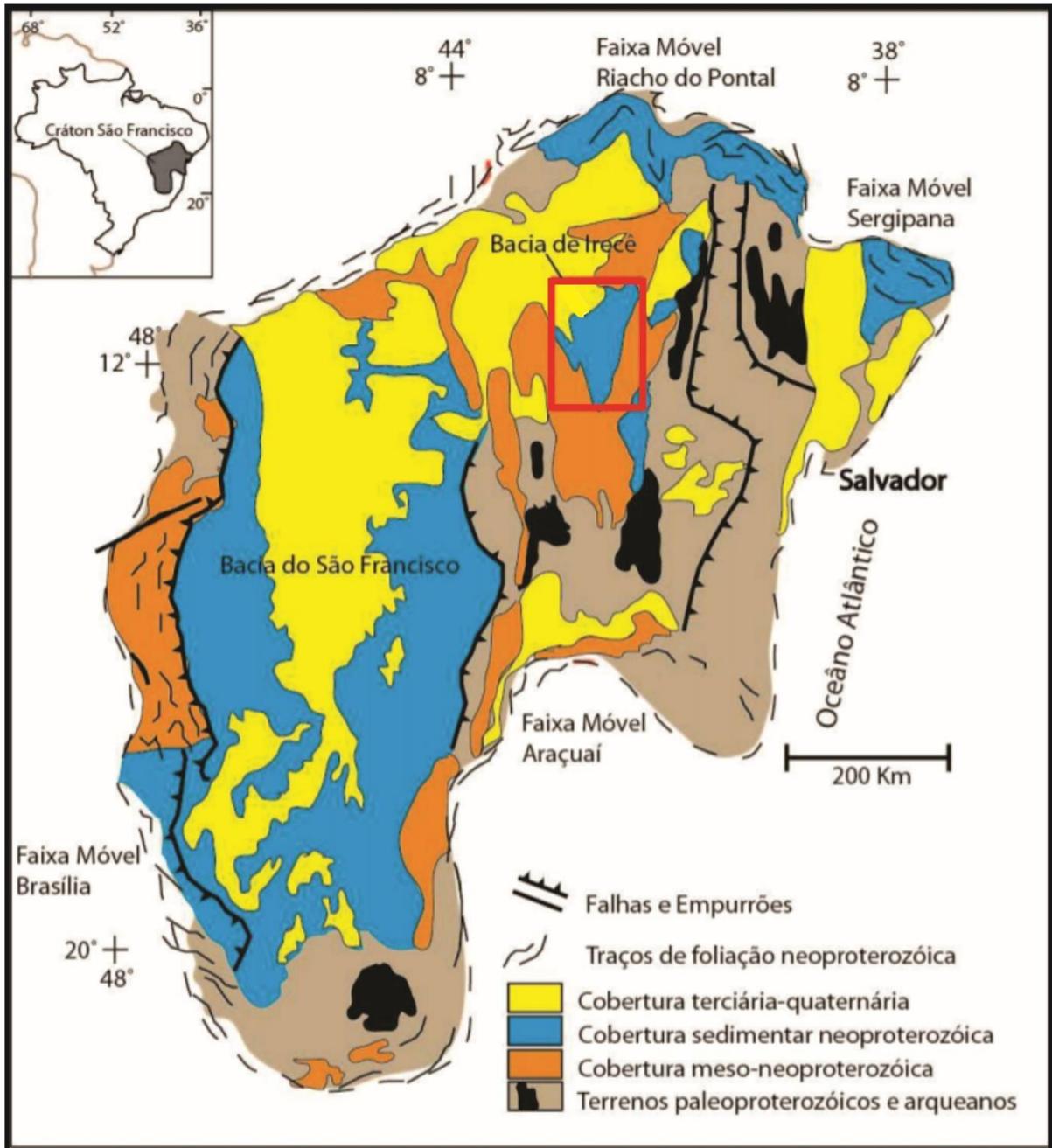


Figura 6. Mapa de localização da Bacia de Irecê e seu contexto dentro do Cráton São Francisco (modificado de Borges *et al.*, 2016).

3.1 Estratigrafia

A estratigrafia da bacia (Fig. 7) compreende um embasamento que é representado, a noroeste da bacia, pelas rochas paleoproterozoicas atribuídas ao Complexo Xique-Xique, uma associação de quartzito, itabirito e silexito, de ocorrência restrita (Inda & Barbosa, 1978). As rochas do Supergrupo Espinhaço contornam toda a Bacia de Irecê, atuando como substrato para as rochas neoproterozoicas. O Grupo Paraguaçu é composto por arcóseos, siltitos, folhelhos e raros níveis conglomeráticos, que registram a transição de ambientes continentais até marinho raso (Danderfer, 1990).

O Grupo Chapada Diamantina representa um novo ciclo de sedimentação e inclui duas sequências sedimentares que correspondem as Formações Tombador e Caboclo, mais basais, e a Formação Morro do Chapéu no topo.

A Formação Tombador é constituída por rochas sedimentares clásticas, que tem idade superior a um bilhão de anos. Elas são compostas por conglomerados e arenitos de fácies eólica, fluvial e deltaica com predominância da primeira. Essa sequência foi descrita por Sampaio *et al.* (2001) como sendo de natureza fluvio-eólica.

Em seguida está a Formação Caboclo, que atribuíram idade cambriana. A Formação Caboclo consiste em uma alternância de argilitos e siltitos, que são interpretados como depósitos de planície de maré, os quais transgrediram sobre a Formação Tombador (Pedreira *et al.*, 2002).

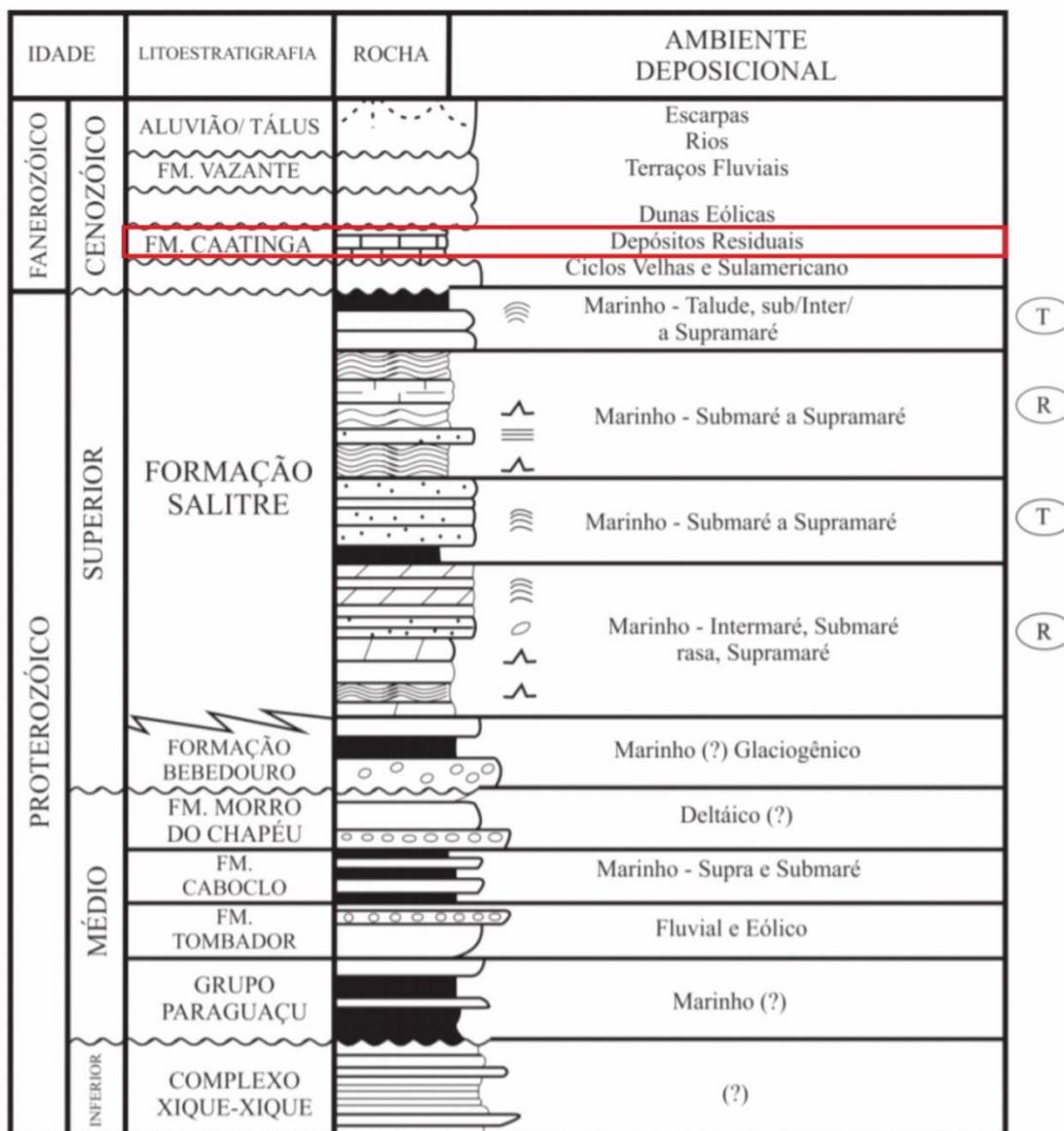
Sobrepondo as Formações Tombador e Caboclo está a Formação Morro do Chapéu. A Formação Morro do Chapéu é constituída na sua porção basal, por sistemas fluviais que retrabalham os sedimentos superiores da Formação Caboclo. Os dois terços superiores restantes pertencentes a esta formação, correspondem a depósitos de arenitos médios associados a uma ampla desembocadura estuarina influenciada por correntes de maré e ondas (Silveira, 1991).

Sedimentos glaciais da Formação Bebedouro (diamictitos e tilitos) se depositaram na bacia e posteriormente foram cobertos por uma espessa sequência de carbonatos da Formação Salitre, depositada em um ambiente de planície de maré e em discordância angular e erosiva sobre o embasamento (Kuchenbecker *et al.*, 2011).

A Formação Salitre é caracterizada por carbonatos de origem marinha rasa, sendo constituída por calcilitos, margas, silexitos, calcarenitos, calcissiltitos, argilitos, dolomitos e laminitos algais (Borges *et al.*, 2016).

Os calcretes Caatinga fazem parte das coberturas neógenas-quarternárias dessa bacia e estão inseridos na Formação Caatinga, essa formação pode ser dividida em 3 unidades (Auler *et al.*, 2003): i) calcários esbranquiçados laminados a maciços, pulverulentos correspondendo diretamente aos calcretes Caatinga, ii) tufos calcáriosossilíferos e iii) “areia” carbonáticas no leito das drenagens. Os tufos calcários do Rio Salitre constituem um depósito completamente independente e distinto do calcrete Caatinga. As areias carbonáticas são fruto da precipitação da calcita por evaporação a partir de água saturadas em CaCO_3 proveniente das formações carbonáticas mais antigas (Auler *et al.* 2003).

Segundo Pedreira *et al.* (1985), esses calcretes são mais comuns na porção noroeste da bacia, com espessura variando de poucos centímetros a 5 metros, sendo pulverulentos e de coloração branca. Esses calcretes foram identificados juntamente com blocos de calcissiltitos e calcilitos. A idade do calcrete Caatinga varia do Pleistoceno ao Holoceno (Dantas, 2015). Diversas feições, desde biogênicas a abiogênicas, foram descritas por Penha (1994) em uma seção próxima Orolândia. Dentre elas se destacam rizólitos, tubos, moldes de raízes e gretas circungranulares, indicando uma origem poligenética para esses calcretes, sendo pedogênicos mais próximo ao topo e freáticos mais próximo a base. Auler (1999) sugeriu que o calcário Caatinga pode ser uma sequência palustre, na qual a oscilação do lençol freático expõe a unidade à ação de processos subaéreos. O calcrete Caatinga é interpretado como resultado da dissolução e re-precipitação *in situ* de carbonatos da Formação Salitre (Borges *et al.*, 2016) e sua assinatura isotópica indica uma origem de água doce para essas rochas (Suguio *et al.*, 1980).



LEGENDA

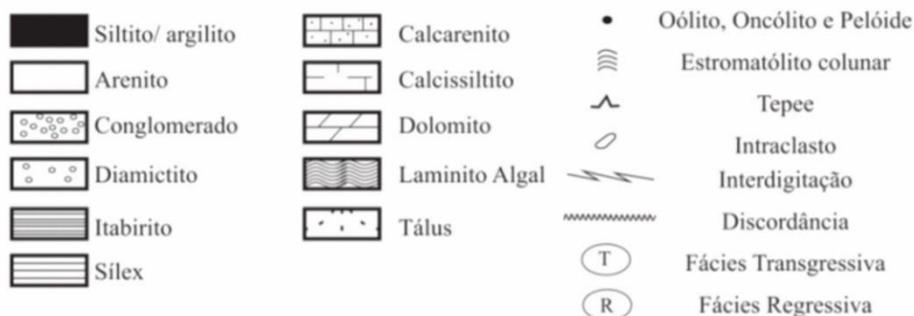


Figura 7. Coluna estratigráfica da Bacia de Irecê com destaque para a Formação Caatinga (Alves, 2015).

3.2 Distribuição dos calcretes da Formação Caatinga na Bahia

O calcrete da Formação Caatinga ocorre amplamente ao norte da Bahia, localizado na margem direita da bacia do rio São Francisco e distribuídos nos vales dos rios Verde, Jacaré e Salitre entre as coordenadas 40°00' W a 42°36' W e 9°00' S a 11°30' S (Fig. 8). Os principais polos extrativos são os de Ourolândia, Mirangaba e Curral Velho (Ribeiro, 2002), todos localizados no vale do Rio Salitre.

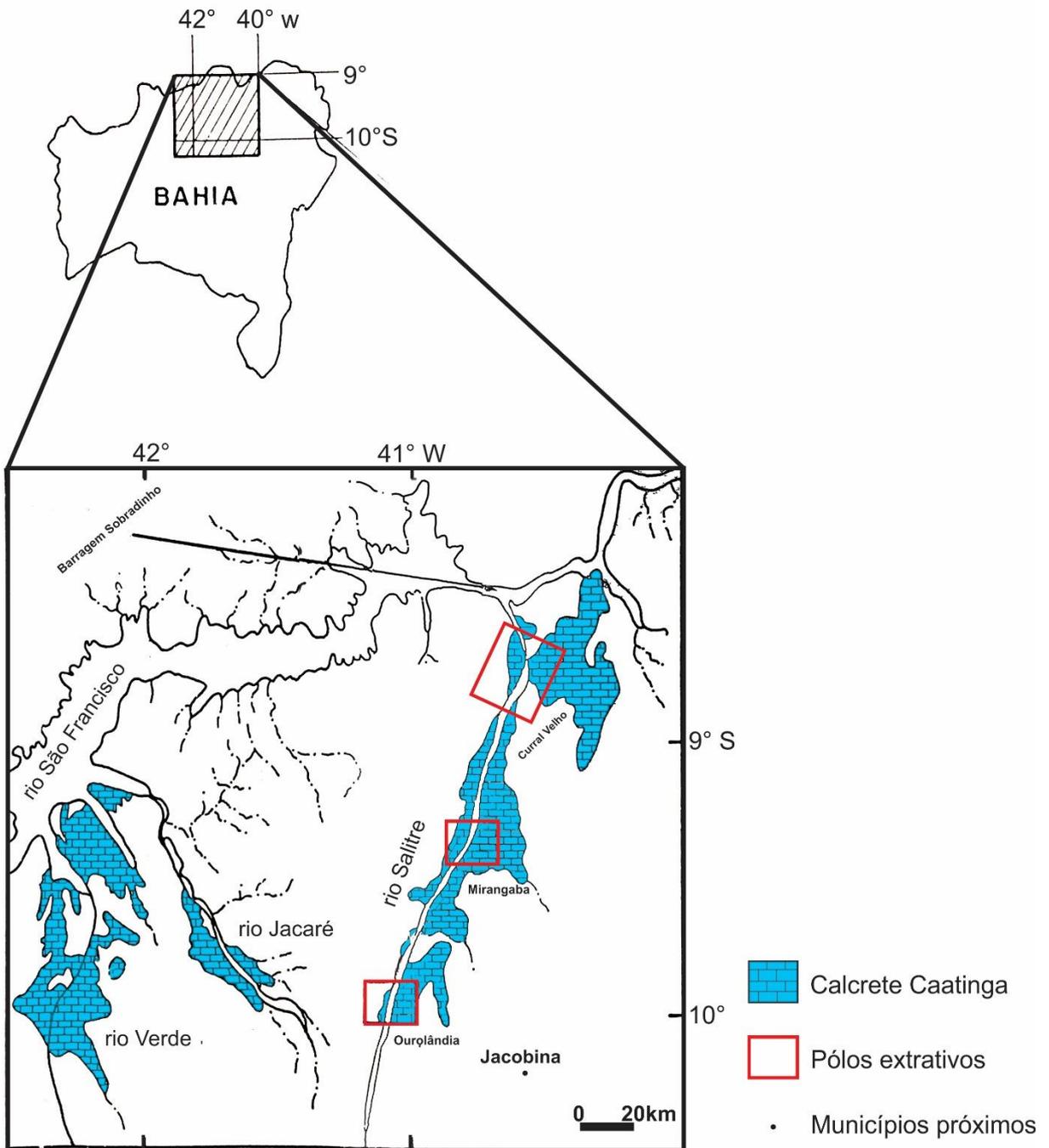


Figura 8. Distribuição dos calcretes da Formação Caatinga nos vales dos rios Verdes, Jacaré e Salitre e localização dos principais polos extrativos (modificado de Penha, 1994).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Pesquisa bibliográfica

Inicialmente foi feito um levantamento sobre a área de estudo e seu contexto geológico, em seguida foram realizados levantamentos sobre os principais tipos de depósitos carbonáticos continentais com ênfase em calcretes e carbonatos palustres, de forma a auxiliar na identificação e classificação das principais estruturas e as texturas analisadas.

4.2 Análise macroscópica

As amostras utilizadas nesse trabalho (total de 16 amostras) foram doadas por marmorarias do Rio de Janeiro, por isso não foram estabelecidas relações geográficas e estratigráficas específicas. As amostras foram fotografadas (Apêndice 1) e descritas macroscopicamente (Apêndice 2), com auxílio de lupa de 10x de aumento.

A descrição macroscópica tratou de identificar as principais feições presentes e classificá-las em morfotipos segundo as definições de Wright & Tucker (1991), Wright (2007) e Alonso-Zarza & Tanner (2010a, b). Para isso foi necessário descrever as texturas e estruturas em detalhe. Por meio dessa análise, foi possível realizar inferências sobre a evolução do material bem como observar a distribuição de seus principais constituintes que são a matriz, os nódulos, as fraturas e os grãos carbonáticos e siliciclásticos.

4.3 Análise petrográfica

Após o procedimento de descrição macroscópica, nove amostras foram selecionadas para a confecção de 10 lâminas petrográficas. O critério utilizado para a seleção das regiões laminadas foi abranger a maior diversidade de feições possível na área amostrada.

As 10 lâminas delgadas foram confeccionadas pela empresa PetrografiaBR com o objetivo de caracterizar os atributos estruturais e texturais, a composição primária, a diagênese e a porosidade. Para a confecção das lâminas, as amostras foram cortadas nas áreas delimitadas. Após atingirem a dimensão desejada, a fatia de rocha foi cortada até atingir 0,5 cm de espessura. Posteriormente, são coladas sobre lâminas de vidro de dimensões iguais a $26 \times 46 \approx 1,2$ mm para as lâminas com tamanho padrão e, $51 \times 75 \approx 1,2$ mm para lâminas oversized, que são submetidas a um desgaste de modo a reduzir suas espessuras até 30 μm . O acabamento é feito

com pasta ou suspensão de diamante, o que proporciona um polimento na superfície da amostra deixando-a livre de riscos e com baixa rugosidade.

Em seguida, com o auxílio do microscópio de luz transmitida da marca Zeiss modelo Axio 11 Scope40, as lâminas foram descritas segundo suas microtramas (Apêndice 2). Foram obtidos também mosaicos em nicóis cruzados e paralelos das lâminas por meio do microscópio Zeiss modelo Imager.M2m dotado de uma câmera digital AxioCam HRc (Apêndice 1). Os mosaicos fotográficos foram utilizados como apoio para a realização das descrições microscópicas e no estabelecimento da evolução diagenética. As fotos de detalhe foram obtidas com o microscópio Zeiss modelo Axio Scope.A1 dotado de uma câmera digital AxioCam MRc. Todos os equipamentos pertencem ao Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) do Departamento de Geologia da UFRJ.

Para realizar a diferenciação entre calcita e dolomita foi utilizada uma solução hidroclorídrica de alizarina S e ferrocianeto de potássio (Dickson, 1965). A reação entre carbonatos e de ácido é normalmente controlada (1 a 2 minutos a 25 °C em seções de lâminas) de modo que os minerais mais reativos, tais como a calcita e a aragonita, mancham de vermelho e os menos reativos, tais como a dolomita e a siderita, permanecem incolores.

4 RESULTADOS

4.1 Análise macroscópica

Os calcretes da Formação Caatinga apresentam abundância de nódulos e vênulas carbonáticas, que, na maior parte dos casos, ocorrem juntos e o material entre os nódulos e as vênulas presentes corresponde a uma matriz micrítica/microespática. As zonas descritas apresentam características e elementos comuns entre si, ou seja, na zona venular é possível observar a ocorrência de nódulos, na zona brechada há a presença de vênulas e assim por diante. Chen (2002) ressaltou que a maioria dos calcretes são uma mistura de dois ou mais tipos morfológicos, por essa razão ainda não existe um esquema ideal para classificar zonas transicionais e/ou mistura de dois ou mais tipos morfológicos. Dessa maneira, os critérios para a divisão das zonas basearam-se na abundância das feições, bem como nas suas relações espaciais nas amostras estudadas. Estabelecido o critério de abundância foram identificados quatro morfotipos principais: (1) zonas em que ocorre uma maior abundância de nódulos (zona nodular – Fig. 9a); (2) zonas com textura brechada (zona brechada – Fig. 9b e 10a); (3) zonas com maior abundância de vênulas (zona venular – Fig. 9c) e (4) zonas caracterizadas pela

abundância de grãos de granulometria mais grossa que são, em geral, de composição siliciclástica, como quartzo e feldspato (zona siliciclástica – Fig. 10b). Os elementos descritos a seguir são comuns à todas as zonas descritas, porém em diferentes proporções.

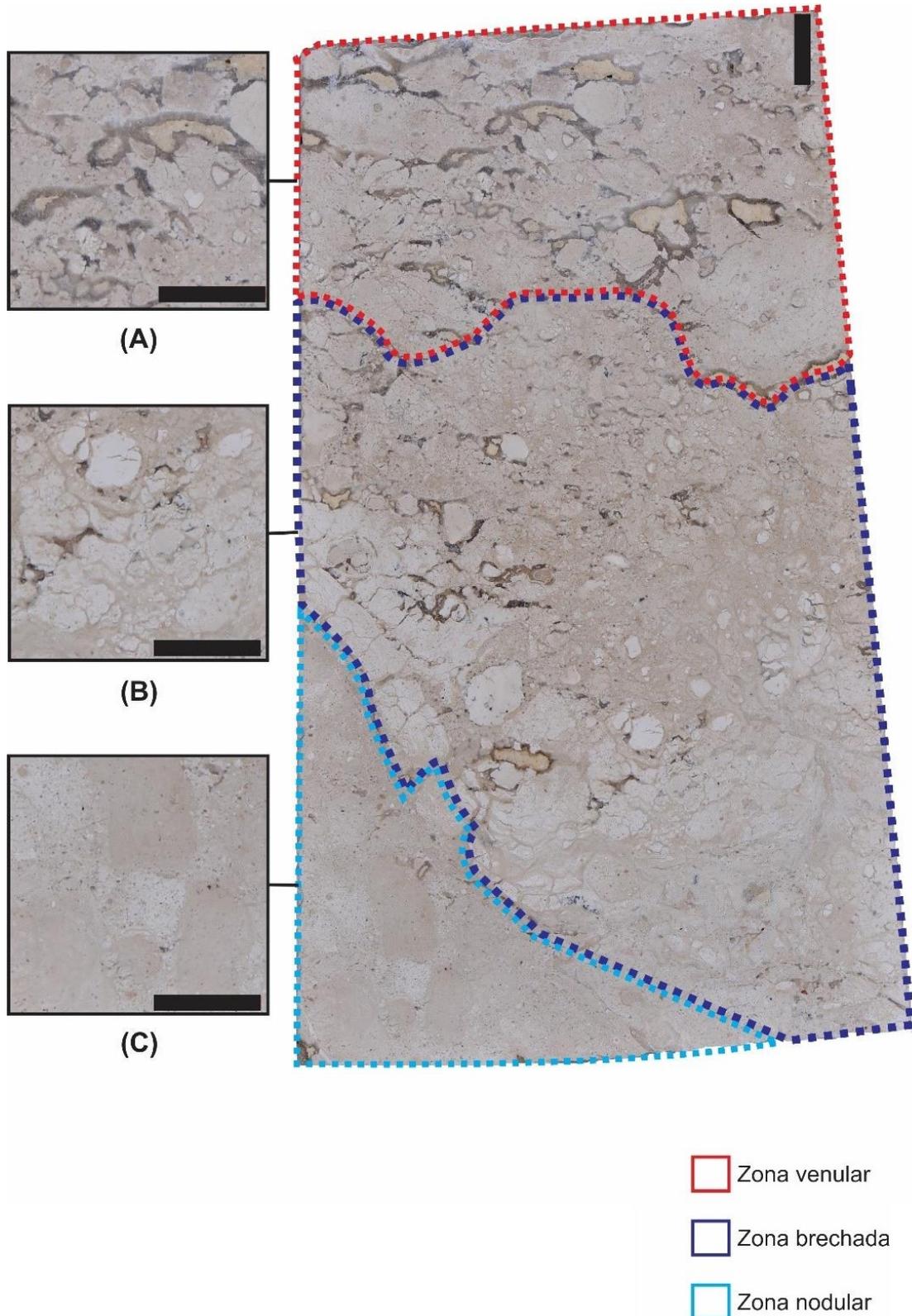


Figura 9. Representação de três dos principais domínios presentes no grupo de amostras e suas relações espaciais. (A) Zona venular em detalhe caracterizada principalmente pela abundância de fraturas preenchidas por carbonato.

(B) Zona brechada em detalhe caracterizada principalmente pela presença de gretas, elementos brechados e nódulos. (C) Zona nodular em detalhe caracterizada pela abundância de nódulos em meio à matriz micrítica/microespática. Escala= 2 cm.

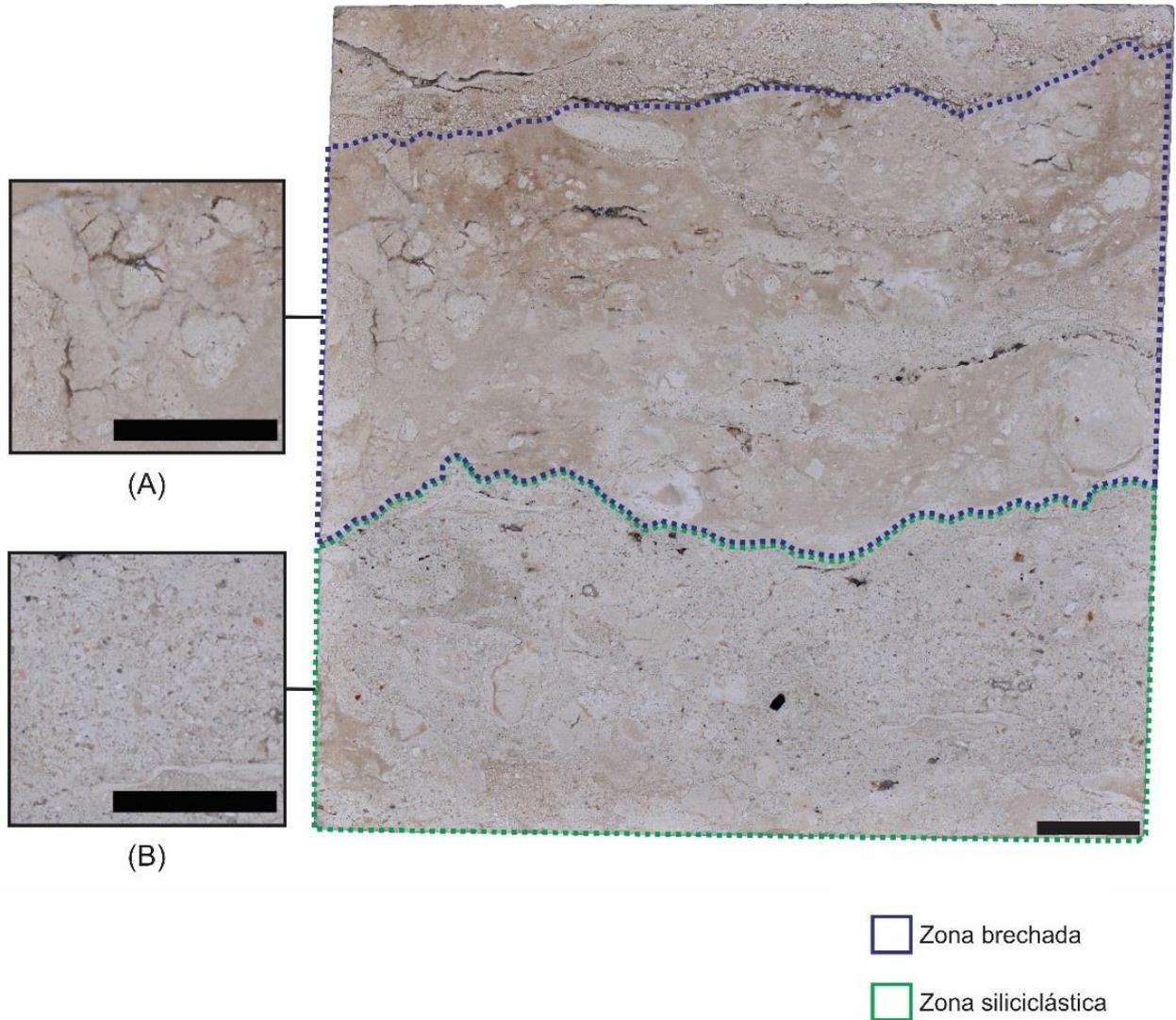


Figura 10. Representação de dois dos principais domínios presentes no grupo de amostras e suas relações espaciais. (A) Zona brechada em detalhe caracterizada principalmente pela presença de gretas, elementos brechados e nódulos. (B) Zona siliciclástica em detalhe caracterizada pela abundância de grãos de quartzo, feldspato e carbonato. Esses grãos ocorrem envelopados por película micrítica. Escala = 2 cm.

A matriz é micrítica/microespática, tem coloração que varia em tons de laranja e ocorre em todas as zonas. A micrita constitui um dos principais materiais presentes, em algumas áreas é possível observar também a recristalização de nódulos para microespática, marcado pela variação de coloração em que os nódulos recristalizados possuem tons de laranja e são menos homogêneos. Pequenos fragmentos de bioclastos que se assemelham a conchas também ocorrem em meio a matriz. Grãos de coloração preta com cerca de 0,5 mm estão distribuídos em algumas amostras, em especial em meio a matriz micrítica sendo provavelmente óxidos.

Os nódulos (Fig. 11a) variam de 1 a 70 mm, são em geral prolatos e apresentam coloração que varia de branco a laranja. Em alguns nódulos, principalmente os com tons de laranja mais intensos, há maior segregação interna, subdividindo-se em nódulos menores (Fig. 11b), já os nódulos mais claros apresentam homogeneidade de textura. As margens desses nódulos podem ser gradacionais ou abruptas e variam de esféricos a alongados. Gretas septares rompendo as estruturas nodulares é comum.

As vênulas (Fig. 11c) chegam a medir 80 mm de comprimento e atingem até 15 mm de largura. Ocorrem cortando diferentes fases, como a matriz e os nódulos e estão orientadas preferencialmente paralelas entre si (Fig. 9a), porém orientações oblíquas também são observadas (Fig. 11c). As vênulas oblíquas variam suas orientações espaciais até 90° em relação a orientação principal. As vênulas estão, em geral, preenchidas por calcita e sílica com coloração que variam de incolor a branco.

Em diversas vênulas estão presentes cristais de calcita que são representados por cristais incolores em escala macroscópica. Além disso, há diferença entre os tamanhos dos cristais que aumentam das bordas das vênulas em direção ao centro, essa diferença está refletida por uma diferença de coloração (Fig. 11d). Em regiões com vênulas mais bem desenvolvidas é possível identificar a presença de grãos envelopados.

Gretas circungranulares (Fig. 11e) correspondem as vênulas que possuem padrões irregulares de fraturamento poligonal e planar. Elas ocorrem individualizando os nódulos da matriz por meio dos espaços gerados que posteriormente foram preenchidos por cimento carbonático. Essas feições também ocorrem amplamente na matriz.

Grãos siliciclásticos e carbonáticos ocorrem recobertos por uma película micrítica crenulada (Fig. 11f), podendo ser classificados como ooides/pisoides por sua semelhança, esses grãos têm dimensões de até 2 mm e são abundantes no interior de vênulas.

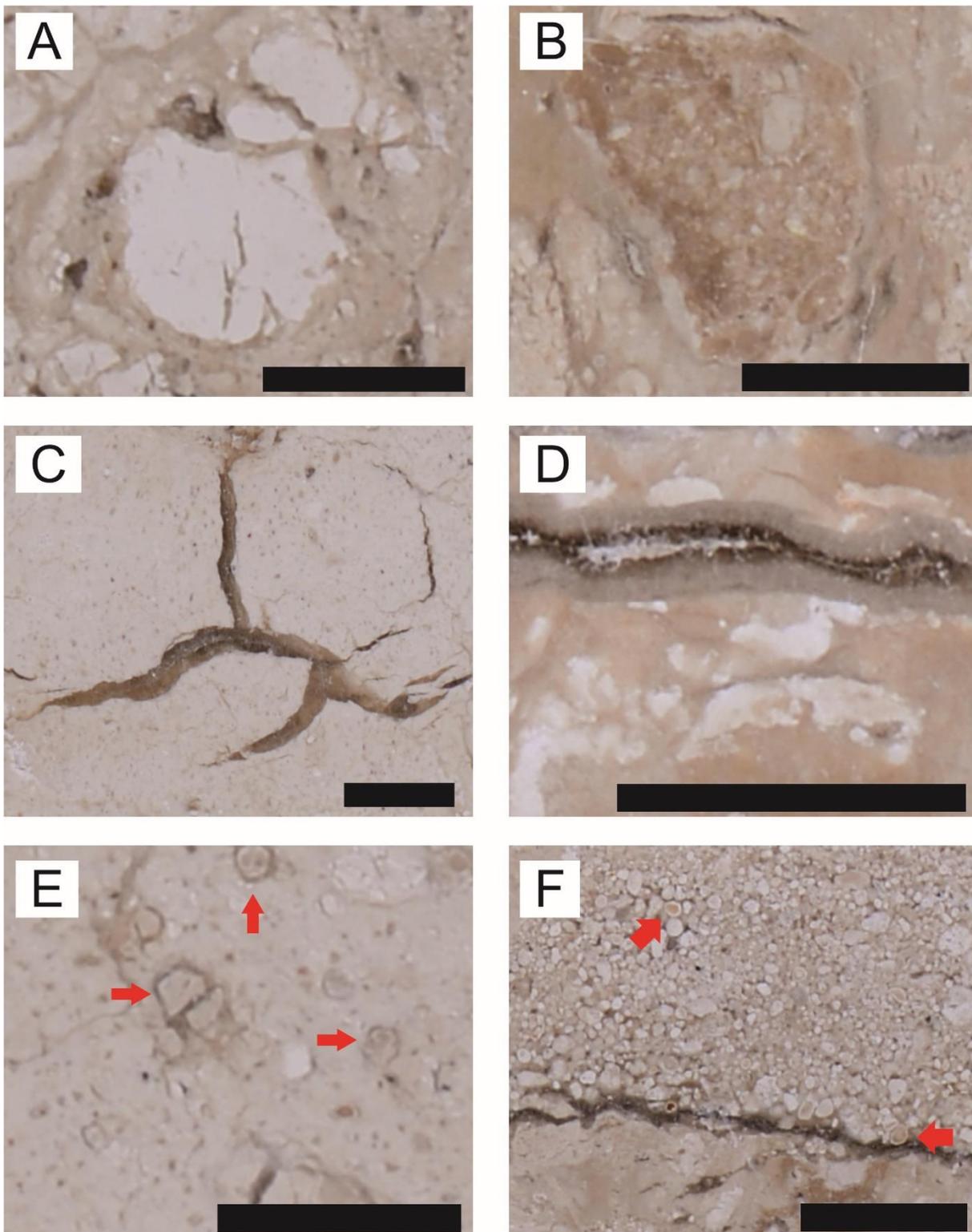


Figura 11. Principais elementos identificados na macroscopia. (A) Nódulos carbonáticos em meio a matriz micrítica de cor branca. (B) Nódulo carbonático complexo de cor laranja. (C) Fraturas preenchidas por calcita. (D) Vênula cimentadas, nas bordas estão os cristais maiores (brancos) e mais ao centro os cristais menores (incolores). (E) Gretas circungranulares preenchidas por calcita ocorrem ao redor de nódulos (indicadas pelas setas). (F) Grãos de quartzo, feldspato e carbonáticos envolvidos por películas micríticas caracterizando um *grainstone* diagenético (indicadas pelas setas). Escala = 1 cm.

4.2 Análise petrográfica

Matriz

A matriz varia principalmente entre micrita e microespatita, sendo o principal material entre os elementos presentes. Entretanto, em alguns locais foi observado a ocorrência de matriz composta que foi substituída por cristais romboédricos com composição que varia entre dolomita e calcita (Fig. 12a). Há, ainda, a presença, de alguns grãos quartzo e feldspato dispersos. Além disso, óxidos são encontrados concentrados e/ou disseminados pela matriz com tamanho médio de 0,2 mm (Fig. 12b). A matriz foi submetida a silicificação de forma localizada (Fig. 12c).

Nódulos

Na microscopia foi possível observar nódulos de tamanhos milimétricos e com formato esférico. Esses nódulos são, em sua maioria, compostos por micrita (Fig. 12d) e estão comumente circundados por gretas. Por vezes esses nódulos foram substituídos por grãos romboédricos que são principalmente de dolomita com tamanho médio de 0,1 mm (Fig. 12e). De forma mais limitada, alguns nódulos sofreram silicificação sendo sílica microcristalina a principal fase.

Grãos carbonáticos e siliciclásticos envelopados

Os grãos que estão sendo envelopados têm tamanho médio de 0,5 mm, porém chegam a medir 2 mm, e são angulares a arredondados. Esses grãos possuem diferentes composições siliciclásticas (Fig. 12f) e carbonáticas, ocorrendo mais comumente no interior das vênulas e o contato entre eles é raro, resultando em uma textura flutuante. Os grãos carbonáticos são representados por grumos micríticos. Quartzo mono e policristalino, microclínio e plagioclásio são os componentes siliciclásticos, que por vezes sofreram substituição para micrita, além de fragmento de chert (Fig. 13a). Os envelopes que cobrem os clastos são de composição micrítica com espessura média de 100 µm. A textura e a ocorrência desses grãos no interior das vênulas caracterizam um *grainstone* diagenético.

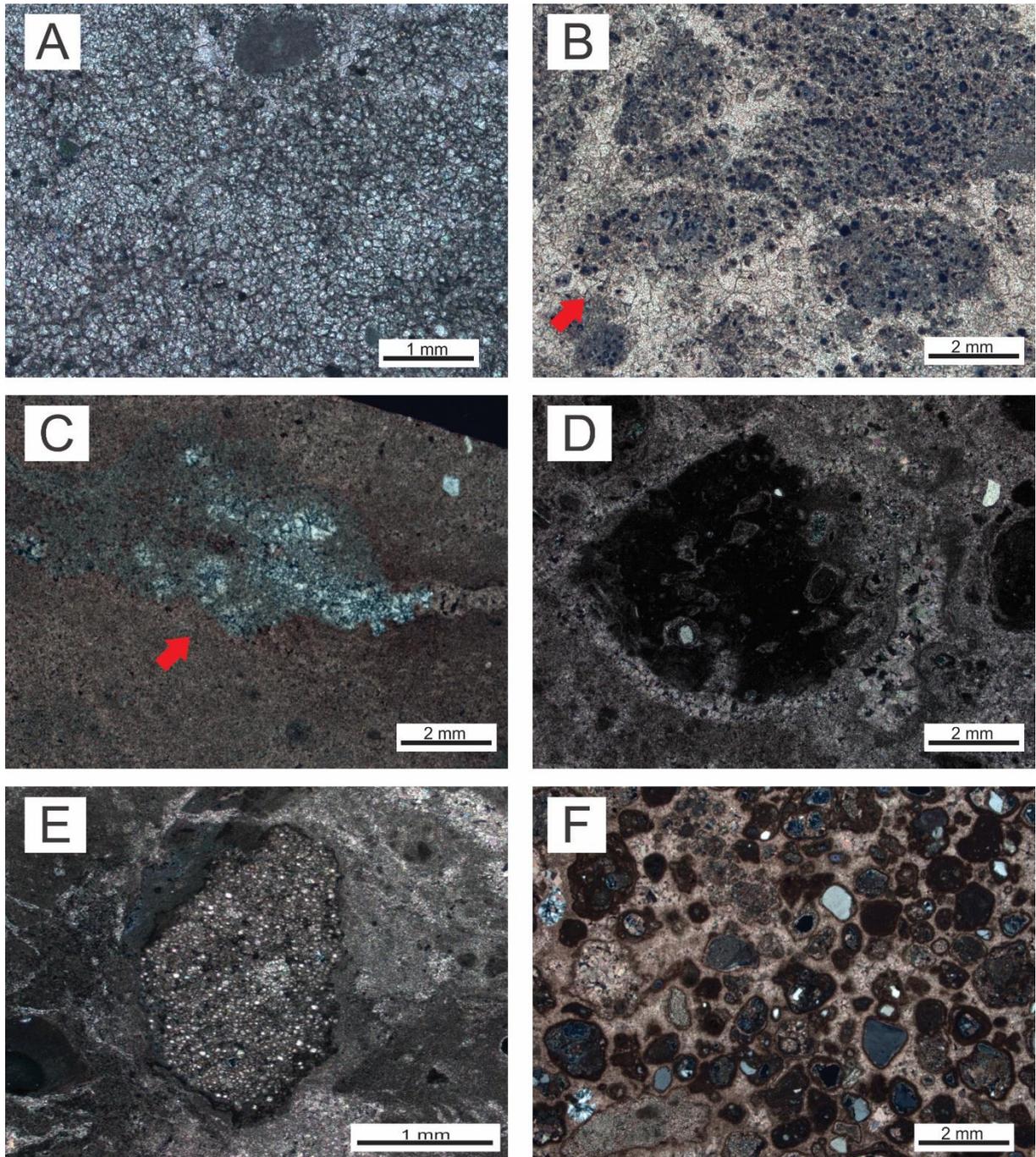


Figura 12. (A) Matriz completamente dolomitizada (nicóis cruzados). (B) Concentração de grãos pretos de óxido de ferro (indicada pela seta - nicóis paralelos). (C) Silicificação em matriz microespática (nicóis cruzados). (D) Nódulo micrítico (nicóis cruzados). (E) Nódulo intensamente dolomitizado (nicóis paralelos). (F) Grãos siliciclásticos de quartzo e feldspato envoltos por película micrítica no interior de uma vênula (nicóis cruzados).

Bioturbação

Estrutura tubular que se assemelha a uma bioturbação foi observada (Fig. 13b). Essa estrutura está preenchida por microspatita, tem contato abrupto com o resto do material e cerca de 5 mm de diâmetro.

Estruturas concêntricas, que representam estruturas geradas por atividade de raízes, ocorrem em meio a matriz micrítica/microespática e nas regiões cimentadas. Caracterizadas como rizólitos, essas estruturas possuem diâmetro médio de 0,5 mm e estão evidenciadas pela presença de micrita revestindo suas paredes. O interior dessas estruturas está preenchido por calcita do tipo mosaico (Fig. 13c).

Vênulas

As vênulas (Fig. 13d) possuem diferentes preenchimentos, grãos envelopados dispersos e/ou diagenéticos (calcita, calcedônia e megaquartzo). O principal tipo de preenchimento observado é de calcita do tipo mosaico grosso, os cristais de calcita são subédricos e é comum aumento do tamanho dos cristais da borda em direção ao centro das vênulas. A calcita é por vezes substituída por sílica. Em menor proporção a sílica também preenche poros (Fig. 13e). Foram observados também crostas laminares (Fig. 13f) e cimento do tipo película micrítica (Fig. 14a), ambas ocorrem nas paredes das fraturas. As vênulas ocorrem cortando diversas fases anteriores como a matriz e os nódulos.

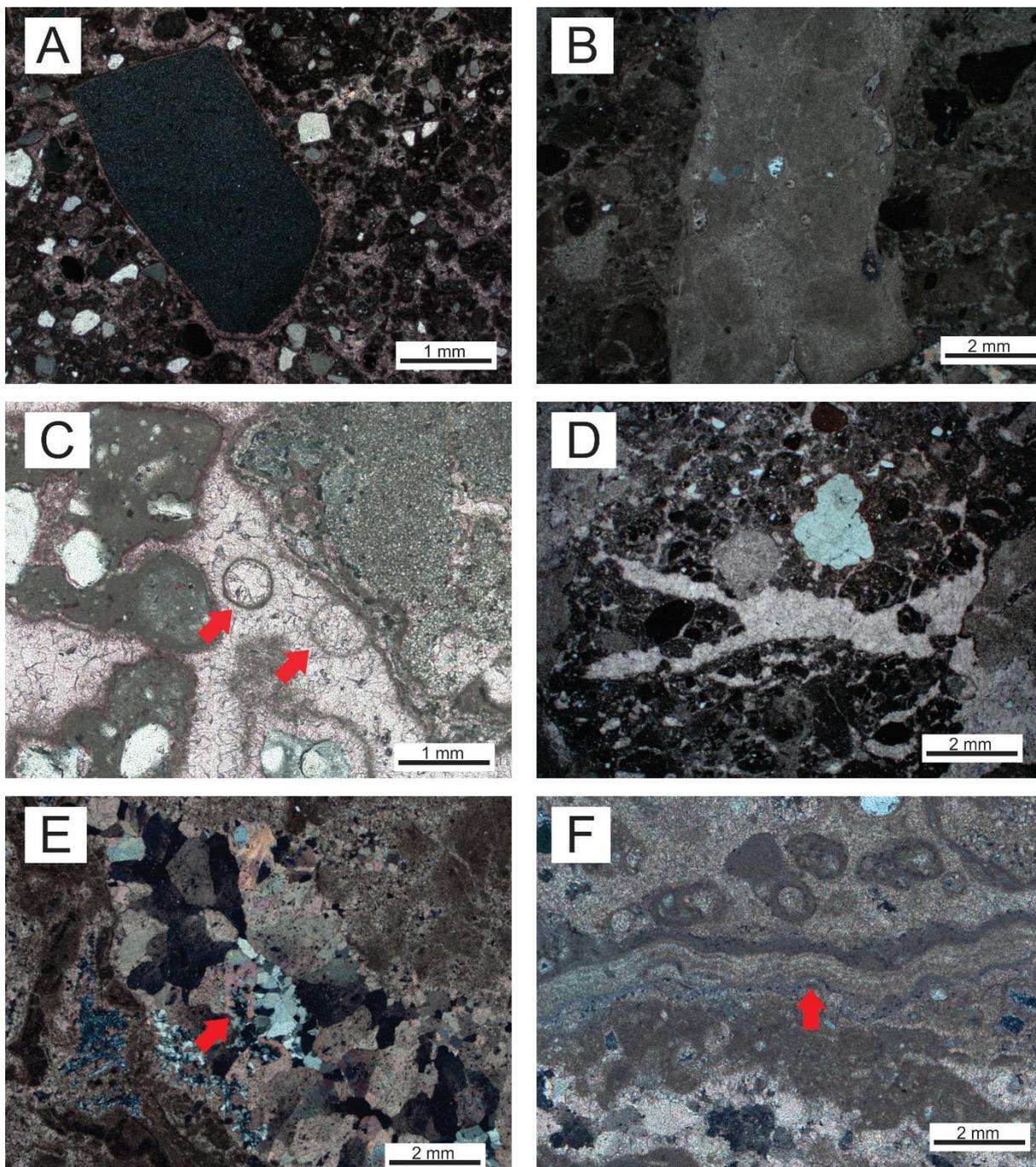


Figura 13. (A) Fragmento de chert em meio a grãos de quartzo e feldspato (nicóis cruzados). (B) Rizólito/bioturbação. (nicóis cruzados). (C) Rizólitos calcificados em meio ao cimento carbonático (nicóis paralelos). (D) Vênula preenchida por calcita mosaico (nicóis paralelos). (E) Vênula preenchida por calcita mosaico e sílica (indicado pela seta – nicóis cruzados). (F) Crostas laminares na parede da fratura (indicada pela seta – nicóis cruzados).

Gretas

As gretas apresentam características similares às vênulas, porém possuem padrões circungranulares e largura menor (Fig. 14b), ocorrendo ao redor de nódulos e amplamente na matriz, conferindo muitas vezes textura brechada (Fig. 14c). Essas gretas estão geralmente

cimentadas por calcita microespática a espática podendo conter, também, grãos detríticos de quartzo e feldspato. Em alguns casos esse cimento presente sofreu silicificação.

Bioclastos

Foram identificadas de conchas de ostracodes articuladas (Fig. 14d) e, em sua maioria, desarticuladas (Fig. 14e) que têm composição micrítica ou podem ter sofrido micritização. Esses bioclastos são encontrados distribuídos na matriz e nas vênulas.

Argilominerais fibrosos

A distribuição de argilominerais fibrosos (possivelmente sepiolita/palygorskita) é ampla e foi encontrada em todas as amostras analisadas, ocorrendo principalmente no interior de poros decorrentes da dissolução de fases como a matriz, os nódulos e o cimento. Esses minerais apresentam hábito fibroso, leve pleocroísmo azul claro e birrefringência de primeira ordem (Fig. 14f).

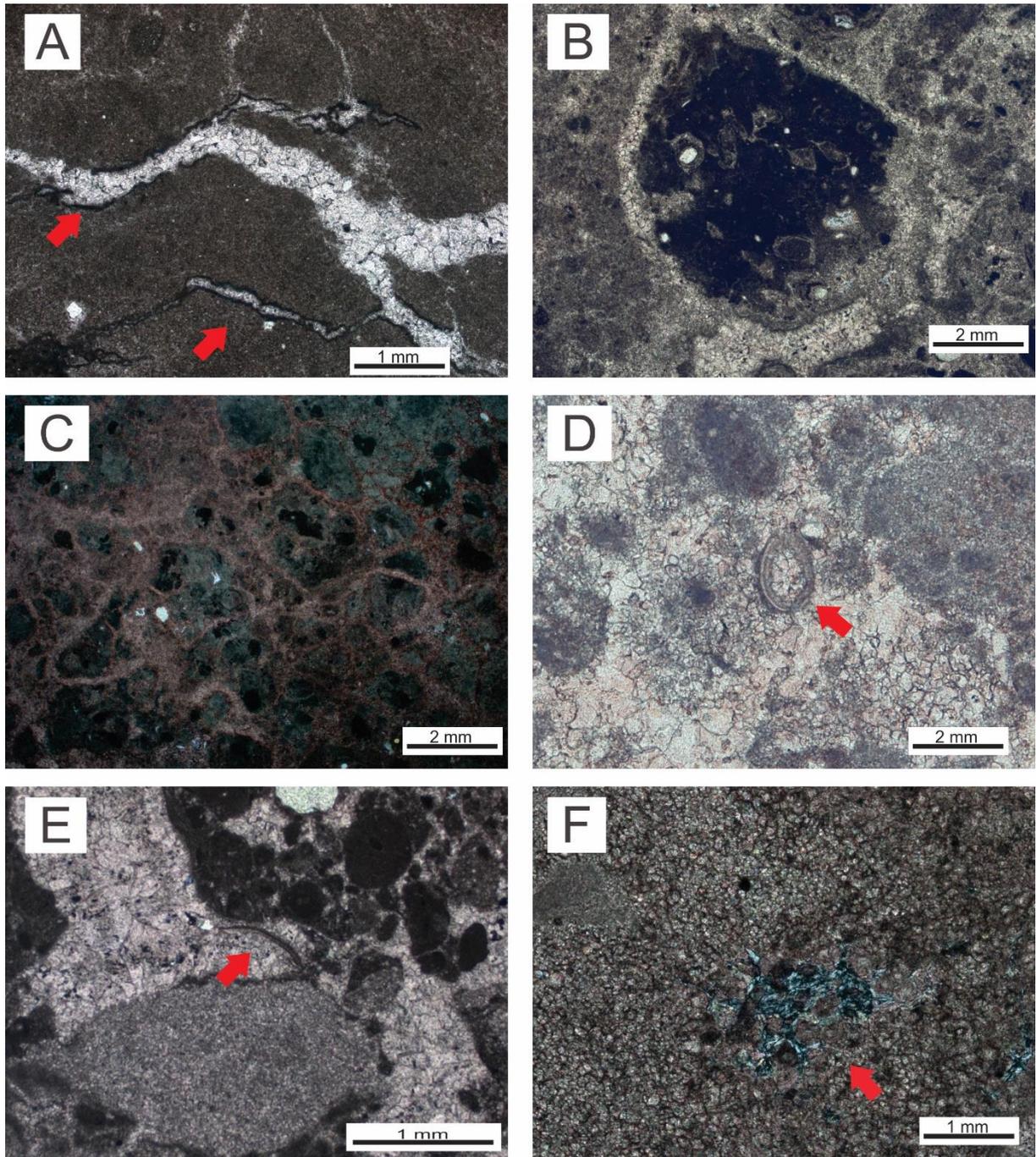


Figura 14. (A) Cimento do tipo película micrítica (indicado pelas setas - nicóis paralelos). (B) Greta cingungranular ao redor de um nódulo (nicóis cruzados). (C) Textura brechada resultante de intensa dessecação (nicóis cruzados). (D) Concha articulada de ostracode (nicóis paralelos). (E) Concha desarticulada de ostracado (nicóis paralelos). (F) Argilomineral fibroso preenchendo poro em meio a cristais de dolomita (nicóis cruzados).

5 DISCUSSÕES

As discussões foram divididas em quatro partes: (1) interpretação da gênese das feições que constituem os calcretes da Formação Caatinga, (2) modelo proposto com os estágios evolutivos, (3) tipo de substrato original e inferências paleoclimáticas e, (4) mecanismos predominantes de precipitação de calcita e a influência biológica.

5.1 Origem dos constituintes e feições que compõem os calcretes da Formação Caatinga

Matriz

A matriz é majoritariamente micrítica e microespatítica, a ocorrência de micrita que está relacionada com a transformação de lamelas metaestáveis e precipitados originais para micrita com cristais de 1 – 3 μm (Alonso-Zarza & Tanner, 2010b). Dependendo da mineralogia original do carbonato, os sedimentos serão submetidos a diferentes caminhos neomórficos sob influência de água meteórica. Calcitas pouco magnesianas, a fase mais estável, exibe apenas uma fraca força motriz em relação a recristalizações secundárias (Alonso-Zarza & Tanner, 2010b).

A presença de matriz microespatítica está associada transformação de micrita para microespatita por processos de neomorfismo (*sensu* Folk, 1965). Segundo o autor supracitado, o neomorfismo se refere a processos diagenéticos em que cristais são substituídos por novos cristais do mesmo mineral ou por um polimorfo. Os novos cristais devem, ainda, ser maiores ou menores que os anteriores, ou diferir deles na forma.

As gretas identificadas nessas amostras ocorrem comumente circundando os nódulos e amplamente na matriz, são feições não-tectônicas que afetaram o material carbonático fino, tendo sido geradas pela alternância de momentos de contração precedidos por momentos de expansão decorrentes períodos chuvosos e secos na presença de argilominerais que estão incorporados em meio a matriz carbonática (Penha, 1994).

Nódulos

O processo de nodulização ocorre devido a dessecação e subsequente formação de fissuras planares a curvas que, posteriormente, são preenchidas sob condições vadasas e freáticas oxidantes (Freytet, 1973). Uma explicação simples para o crescimento de nódulos é que uma vez que uma concentração de carbonato foi formada, a precipitação de carbonato pode ocorrer preferencialmente nos espaços circum-nodulares gerados ao redor da margem dos nódulos. Esses espaços relativamente grandes irão secar mais rapidamente em comparação aos menores que ocorrem na matriz e terão valores menores de P_{CO_2} , ambos os fatores promovem precipitação (Chadwick *et al.*, 1987)

O desenvolvimento de nódulos a partir de processos diagenéticos e/ou diferenciação pedogenéticas em substratos não-carbonáticos é mais facilmente identificado, ao contrário dos que se desenvolvem em substratos carbonáticos, como no caso dos calcretes da Formação Caatinga. Além de ser uma característica comum em calcretes, os nódulos também podem ocorrer em carbonatos palustres (Freyet & Plaziat, 1982). Wieder & Yaalon (1982) determinaram, ainda, que a geração de nódulos pode ocorrer sem essencialmente haver influência biológica, sendo mais dependente da porosidade e da textura da rocha matriz, da mineralogia dos grãos de fração fina da matriz e da densidade da rocha original. No caso de ambiente palustre, a formação de nódulos é caracterizada por alternâncias das condições de inundação e exposição. A lama carbonática, sob essas condições, é propensa a dissolução e subsequente re-precipitação na forma de nódulos. Essa alternância nas condições também favorecem o processo de fissuramento que acompanha o processo de nodulização, isso pode ser seguido por ooidificação e/ou retrabalhamento dos nódulos (Freyet & Plaziat, 1979).

Grãos siliciclásticos

Algumas possibilidades para a proveniência desses grãos detríticos foram propostas por Penha (1994): (1) grãos resultantes da erosão de rochas metamórficas do embasamento cristalino ou de veios de quartzo, isso explicaria a frequência de grãos de quartzo com extinção ondulante; (2) grãos de origem não-metamórfica transportado e depositados, representados por grãos mais arredondados com extinção total; e (3) grãos resultantes da desagregação de rochas

e sedimentos localizados próximos da região onde se formaram esses calcretes, que correspondem aos grãos subangulares a subarredondados.

Bioturbações

Os rizólitos são relativamente comuns no material estudado sendo representados por estruturas concêntricas com paredes revestidas por micrita. Essas feições foram formadas a partir da precipitação de carbonato de cálcio no interior dos poros gerados pela ação de raízes (Klappa, 1980a). A precipitação de CaCO_3 está relacionada com a liberação e íons de carbonato e hidrogênio pela ação das raízes dos vegetais e com a ação de microorganismos como fungos e/ou cianobactérias. O carbono liberado se combina com água meteórica formando H_2CO_3 que percola dentro dos poros e é, posteriormente, re-precipitado nas paredes dos poros (Penha, 1994).

Brechas

Segundo Harrison & Steinen (1978), nos calcretes a brechação ocorre tanto em escala macroscópica quanto em escala microscópica e esse processo é favorecido por processos químicos e mecânicos. Os principais atores apontados são: (1) expansão decorrente da precipitação de carbonato que pode produzir quebra (Watts, 1978); (2) repetidos ciclos de dissolução/cimentação levando ao surgimento de brecha litoclástica flutuante em meio a massa sólida do calcrete; (3) fraturamento pela ação de raízes (Semeniuk, 1986; Rossinski & Wanless, 1992) e, por fim, (4) a alternância entre ciclos úmidos e secos em um perfil rico em micrita e argila, resultando em episódios de dilatação e contração em regiões de clima árido a semiárido. Esses ciclos podem ser reflexo também da flutuação do nível freático. De acordo com o contexto e as feições apresentadas, o processo de brechação nesses calcretes pode ter sido ocasionado pela combinação desses quatro fatores. Sendo assim, a brechação geralmente ocorre em climas semiáridos com estação marcadamente secas, dando origem a diferentes episódios de sobreposição de planos de fraturas e preenchimento por calcita (Braithwaite, 2005).

Inversão textural (*grainification*)

Uma feição comumente observada nos calcretes é a inversão textural (Fig. 16). Geralmente isso ocorre quando o material parental é cristalinamente fino e sofre extensiva brechação decorrente de fraturamento. Durante esse processo ocorre também a individualização de grãos de carbonato a partir da matriz micrítica, sendo representados pelos grãos mais escuros e mais bem arredondados na figura abaixo. Existem evidências para retrabalhamento sedimentar desses grãos micríticos, como seus limites bem definidos, a seleção e a forma arredondada (Freytet, 1973). Esses espaços gerados, que correspondem às vênulas, recebem aporte de grãos siliciciclásticos envelopados, que nesse caso são representados pelos grãos de quartzo, feldspatos e chert. Antes de serem depositados nas fraturas esses grãos são envelopados por películas micríticas nas partes superiores dos perfis durante a formação de horizontes laminares. Por fim, as fraturas cimentadas principalmente por calcita do tipo mosaico (Wright & Tucker, 1991).

A irregularidade dos envelopes e as pontes micríticas que conectam alguns desses grãos indicam uma origem biogênica para esses envelopamentos (Alonso-Zarza *et al.*, 1992).

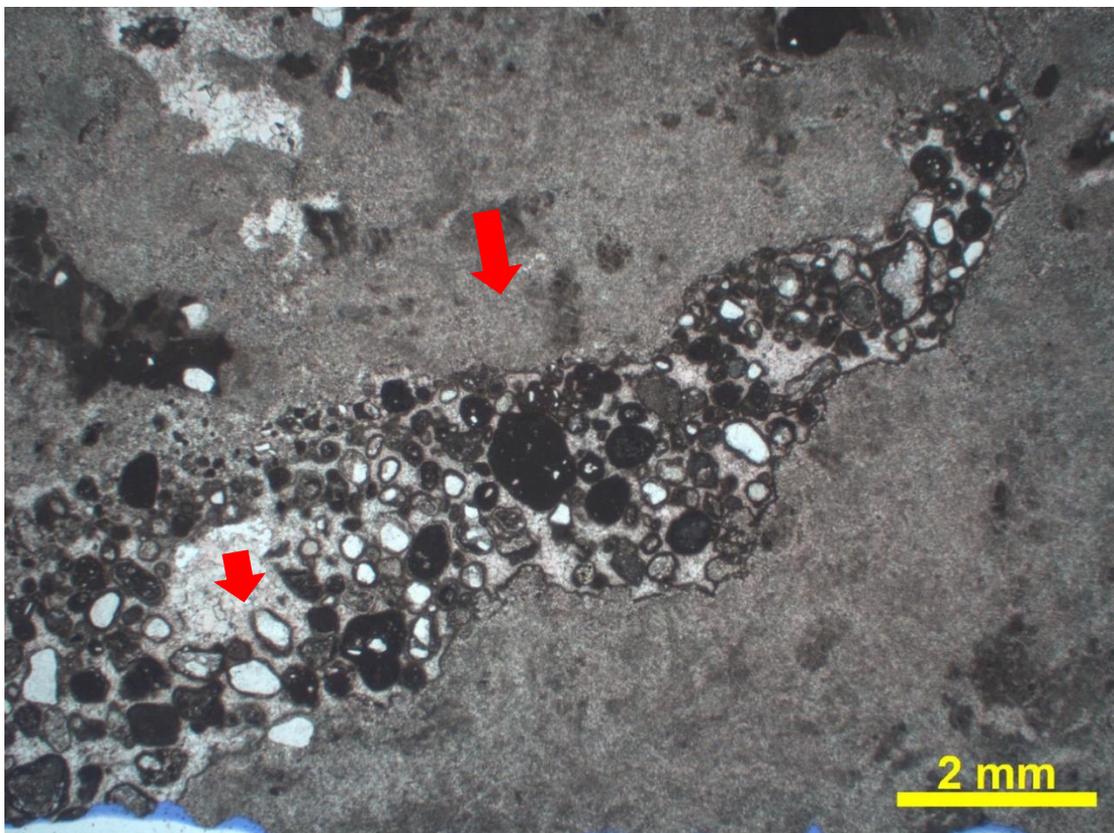


Figura 15. Exemplo de inversão textural nos calcretes da Formação Caatinga, na imagem há uma fratura preenchida por grãos carbonáticos e siliciclásticos envelopados (indicados pelas setas - nicóis paralelos).

Na figura 17 é possível observar a evolução de um horizonte petrocálcico que resulta na formação da inversão textural. Na parte superior da figura estão representados os estágios de desenvolvimento de um calcrete e posterior inversão textural em sedimentos de granulometria fina.

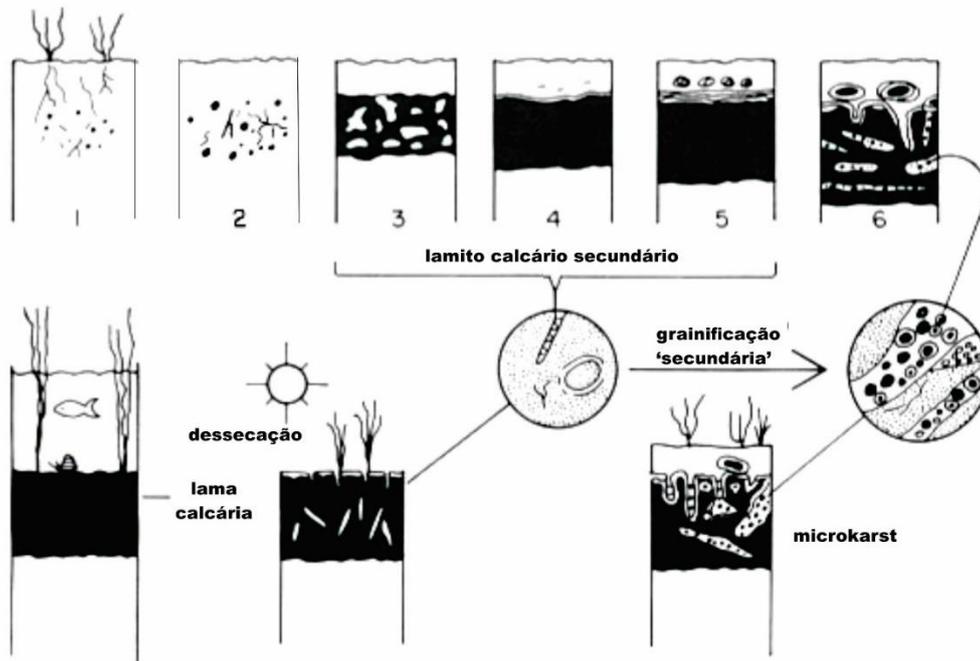


Figura 16. Evolução de um carbonato até culminar na inversão textural (modificado de Wright & Tucker, 1991).

Cimento

Os cimentos presentes em carbonatos continentais são predominantemente de baixo conteúdo de magnésio. Os diferentes tipos de cimentos podem ser classificados de acordo com suas características como o hábito e o tamanho dos cristais, a partir disso é possível interpretar o domínio sob o qual se formaram, se vadosos ou freáticos (Chafetz *et al.*, 1985).

O cimento predominante nessas amostras é do tipo mosaico fino/grosso, a presença desse cimento preenchendo as fraturas indica influência da zona freática na cimentação desse material. Em menor escala é possível observar também cimentos do tipo envelopes de micrita e crostas laminares, que ocorrem sob influência da zona vadosa.

Na zona freática as franjas dos cimentos são bem desenvolvidas ao redor dos grãos. A cimentação começa com a nucleação dos cristais na superfície dos grãos para formar franjas de calcita (Alonso-Zarza & Tanner, 2010b). A cimentação subsequente causa a redução na permeabilidade que resulta na diminuição nas taxas de nucleação e subsequente engrossamento dos cristais em direção ao centro dos poros (Longman, 1980).

A cimentação em ambiente vadoso geralmente forma franjas descontínuas em detrimento das franjas contínuas que se formam no ambiente freático (Badiozamani *et al.*, 1977). Algumas características da cimentação vadosa se tornam difíceis de distinguir com o decréscimo do espaço do poro, a condutividade hidrológica e contraste de solubilidade dos minerais de carbonato (Prezbindowski & Tapp, 1989).

Dolomita

A ocorrência de dolomita é ampla no Caatinga, esse mineral se formou a partir da substituição parcial dos carbonatos que compõem a matriz, os nódulos e o cimento por dolomita caracterizando o processo de dolomitização. A causa principal para o enriquecimento em magnésio, que culmina no processo de dolomização, acredita-se ser a remoção seletiva de cálcio por calcita com baixo teor de magnésio que faz com que a razão Mg/Ca nas soluções vadasas seja favorável para a formação de dolomita (Land & Epstein, 1970). A presença de possíveis texturas originais de calcita magnesiana que, ao serem dissolvidas e re-precipitadas como calcita de baixo teor de magnésio liberam magnésio (Watts, 1980). Não existem vestígios dessas texturas originais de calcita magnesiana que provavelmente foram mascaradas pelos processos de recristalização e substituição mineralógica, entretanto essa talvez seja a principal fonte de magnésio desses calcretes (Penha, 1994).

Silicificação

A silicificação de rochas carbonáticas é um processo diagenético que envolve a substituição de minerais de carbonato por minerais de sílica. Nesse material matriz, nódulos e cimento passaram por esse processo. A sílica ocorre sob a forma de calcedônia e sílex substituindo a matriz carbonática e o cimento carbonático que preenche as fraturas/gretas. A presença de alteração por sílica é condicionada principalmente por variações de temperatura,

pH e P_{CO_2} , sendo comum em área subaéreas expostas e sob a influência de plantas que favorecem a elevação do pH através da fotossíntese, é amplamente aceito que valores de pH em torno de 9 favorecem a precipitação de sílica (Siever, 1962). A maior parte da silicificação encontrada em carbonatos continentais ocorre durante a diagênese, sendo controlada pelo soterramento inicial ou durante a diagênese meteórica (Alonso-Zarza & Tanner, 2010b). Penha (1994) sugeriu que a sílica é proveniente tanto do material detrítico transportado para dentro do depósito, quanto das reações minerais que ocorreram dentro da própria rocha hospedeira a partir da substituição dos silicatos por calcita.

Óxidos

Óxidos foram encontrados dispersos e disseminados principalmente pela matriz. Alguns autores apontaram fatores que contribuem para a acumulação de óxidos presentes dispersos ou concentrados na matriz desses calcretes: (1) resíduos insolúveis liberados durante a dissolução dos carbonatos (BEIBER, 1987); (2) a adição de materiais provenientes de solos e/ou rochas subjacentes (RUHE *et al.*, 1961); (3) detritos continentais e/ou de outros calcretes situados em locais elevados, erodidos e transportados pelas águas meteóricas (ROSSINSKY & WANLESS, 1992); e (4) transporte e deposição por processos eólicos (BEIBER, 1987).

A distribuição e abundância desse ferro são controlados portando pela topografia da área, pelo tempo de desenvolvimento dos depósitos, tal qual pela ação erosiva e retrabalhamento do material erodido (Penha, 1994). Perfis de calcretes em vale apresentam concentrações de ferro mais altas que os calcretes em cristas que apresentam concentrações maiores que em rochas hospedeiras, o que sugere uma fonte externa para ao ferro (Rossinsky & Wanless, 1992). Sendo assim, de forma geral, esses grãos têm origem detrítica

Argilominerais fibrosos

A sepiolita e a palygorskita são minerais fibrosos, argilosos e ricos em magnésio, comuns em ambientes lacustres, palustres e calcretes (Bustillo & García Romero, 2003). Ambos minerais são sensíveis a mudanças climáticas e úteis para reconstruções paleoclimáticas. Além disso, esses minerais são comuns em perfis maduros podendo ser formados tanto pela

precipitação química direta ou como resultado de processos diagenéticos posteriores (Wright & Tucker, 1991).

A hipótese mais provável para a ocorrência desses argilominerais seria a partir da alteração de filossilicatos pré-existentes como mica, caolinita ou esmectica que constituem fontes de silício e magnésio. Valores de pH entre 9 e 11, disponibilidade de silício, alumínio e magnésio e presença microporosidade fornecem condições adequadas para a precipitação de palygorskita (Verrechia & Coustumer, 1996).

5.2 Modelo de evolução e tabela de evolução diagenética

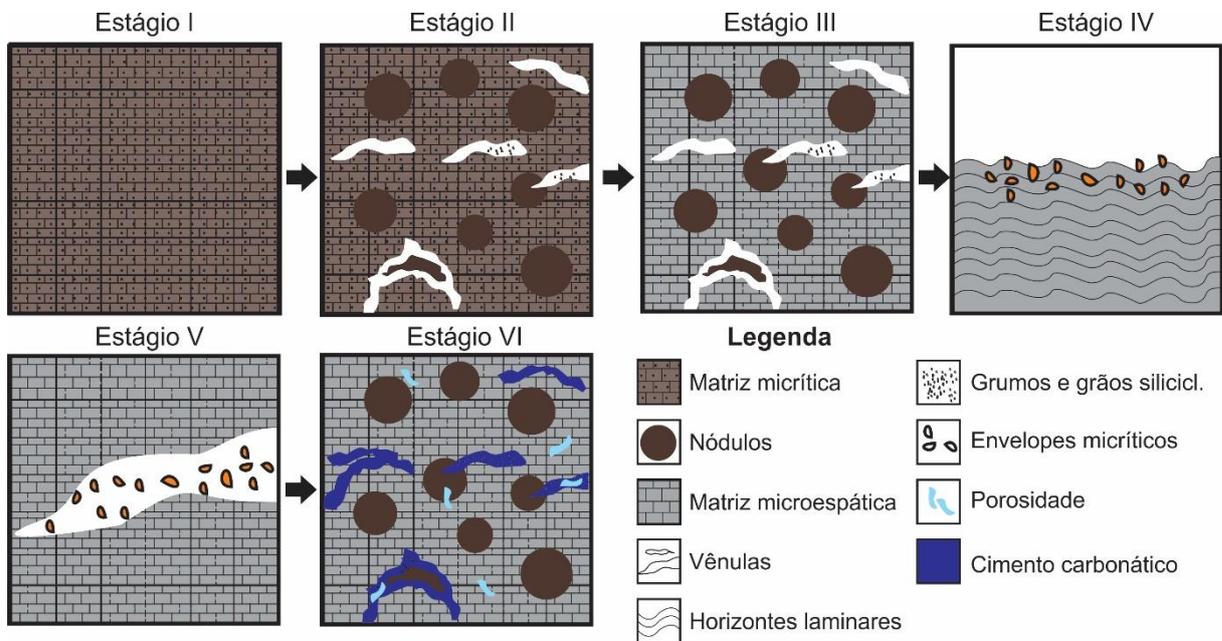


Figura 17. Estágios de evolução propostos para os calcetres da Formação Caatinga.

O modelo de evolução diagenética proposto (Fig. 18) foi construído a partir das relações texturais e estruturais (Tabela 1) entre os constituintes presentes nos calcetres.

Inicialmente foi precipitada a matriz micrítica (**Estágio I**). Em seguida, iniciaram-se os processos de nodulização, seguido pelo início do processo de dessecação (**Estágio II**) estando relacionado a ciclos de contração e expansão que deram origem as fraturas presentes. Esses sucessivos ciclos de contração e expansão foram um dos principais responsáveis pela geração da textura brechada, que está atrelada à ampla presença de gretas na matriz e ao redor dos nódulos. Durante a formação das fraturas (vênulas) também foram gerados grãos carbonáticos na forma de grumos, frutos da separação da matriz caracterizando início do processo de

inversão textura. Logo após, ocorreram processos de neomorfização em que o material micrítico da matriz foi neomorfizado para microespatita (**Estágio III**).

No topo desses perfis havia a formação de horizontes laminares e, concomitantemente, o envelopamento de grãos siliciclásticos por processos biológicos (**Estágio IV**). Posteriormente, essas fraturas geradas receberam aporte de material siliciclástico, especialmente grãos de quartzo e feldspato envelopados, essa deposição de grãos detríticos também faz parte do processo de inversão textural (**Estágio V**). A combinação desses processos resultou na inversão da textura principal da rocha em algumas áreas, formando *grainstones* diagenéticos. Por fim, após a formação dessas estruturas, houve a subida do nível freático que foi responsável pela cimentação dessas fraturas onde se encontravam os grãos siliciclásticos e carbonáticos (**Estágio VI**), o que pode ter resultado também na dissolução de alguns elementos presentes nesse material, como a matriz, os nódulos. Sendo assim, a geração de poros é atribuída principalmente a processos de dissolução.

A matriz carbonática, os nódulos e o cimento do tipo mosaico foram submetidos a processos de menor impacto como a silicificação. Houve também o preenchimento de alguns poros por argilominerais fibrosos, que tiveram suas ocorrências registradas em todas as amostras desses calcretes. Esses argilominerais representam uma das últimas fases.

Acredita-se que a evolução desse material ocorreu de forma dinâmica, então um ou mais estágios podem não ter ocorrido ou podem não ter afetado as amostras como um todo. Isso está indicado pela ocorrência das vênulas que estão cimentadas, porém não contêm grãos carbonáticos e grãos siliciclásticos em seu interior. Além disso, foi observada a ausência de cimento do tipo película micrítica e/ou crostas laminares em algumas amostras indicando que os processos responsáveis por suas formações não atuaram ou não ficaram preservadas no registro geológico.

Tabela 1. Evolução diagenética das principais fases presentes nos calcretes da Formação Caatinga. A espessura da barra indica a intensidade do processo/abundância do constituinte.

PROCESSO/CONSTITUINTE	OCORRÊNCIA
Micrita	
Nódulos	
Vênulas e gretas (Fraturamento)	
Dolomita	
Microesparita	
Dissolução	
Película micrítica (Envelope)	
Película micrítica (Cimento)	
Crostas laminares (Cimento)	
Calcita mosaico (Cimento)	
Sílica (Cimento)	
Argilominerais fibrosos	
Silicificação	

5.3 Tipo de substrato original e inferências paleoclimáticas

O material foi formado a partir da ação de processos pedogenéticos e diagenéticos que afetaram uma rocha carbonática pré-existente que foi exposta sub-aereamente. Os calcretes da Formação Caatinga originaram-se a partir da dissolução e re-precipitação de rochas carbonáticas da Formação Salitre (Auler, 2003). Estágios avançados de calcretização podem ter mascarado quaisquer vestígios de estruturas originais do substrato original, entretanto a extensiva inversão textural indica que a formação desses calcretes se deu um substrato litificado (Wright, 1990c), provavelmente uma rocha carbonática.

Em relação as condições paleoclimáticas, a presença de argilominerais fibrosos, em especial a palygorskita, permite inferir que as condições de aridez eram acentuadas (Bustillo & García Romero, 2003). Além disso, a formação dos perfis de calcretes estão mais comumente relacionados à regiões tropicais e sub-tropicais de climas áridos e semi-áridos.

5.4 Mecanismos de precipitação de carbonato de cálcio e influência biológica na gênese de feições

Como explicitado anteriormente, a principal fonte de carbonato de cálcio é a dissolução de uma rocha carbonática mais antiga, a alteração supergênica dessas rochas gerou soluções enriquecidas em bicarbonato de cálcio, precipitando-se o carbonato de cálcio posteriormente. Esse carbonato foi precipitado a partir de uma combinação de processos: a evaporação, a evapotranspiração e a desgaseificação. Uma vez que esses depósitos foram expostos sub-aereamente em uma região de clima árido/semi-árido o processo de evaporação foi favorecido. A presença de rizoides indica a presença de vegetação na região, essa vegetação favoreceu a evapotranspiração que corresponde a um dos principais mecanismos no que se refere a precipitação de carbonato. A influência biológica é observada principalmente a partir da presença de rizólitos com suas paredes revestidas por micrita e de películas microbiais que recobrem grãos carbonáticos, como os grumos, e grãos siliciclásticos. A textura brechada também pode ser reflexo da atividade biológica principalmente pela ação de raízes.

6 CONCLUSÃO

Os calcretes da Formação Caatinga, formado a partir de um substrato carbonático litificado, possui uma variedade de feições que se sobrepõem e que sugerem uma evolução complexa e dinâmica. Feições abióticas e bióticas que ocorrem sob domínio pedogênico/vadoso e/ou fretático foram identificadas. Dentre as feições bióticas se destacam os envelopes micríticos e as bioturbações, que foram associadas a ação de microorganismos e raízes, respectivamente. Já entre as feições abióticas destacam-se os nódulos, as vênulas (preenchidas por cimentos calcíticos e silicosos e grãos envelopados) e as gretas circungranulares, que estão associadas as variações sazonais de clima e flutuações do lençol freático. A ocorrência de domínios siliciclásticos no interior das vênulas bem como a presença de óxidos na matriz indicam que houve infiltração de material. A presença de dolomita indica que o material, principalmente a matriz, passou por dolomitização e a ocorrência de matriz microespática indica que o processo de neomorfização foi atuante.

A formação desse calcrete pode ser descrita em seis estágios que, de forma resumida, se iniciam com a precipitação de micrita, seguido por processos de nodulização e dessecação dessa matriz. Posteriormente o processo de inversão textural ocorre resultando em *grainstones* diagenéticos, em que os grãos são representados por grumos carbonáticos e siliciclásticos envelopados. No estágio final, com a subida do lençol freático, as fraturas geradas são cimentadas por calcita mosaico. Em menor escala, processos de silicificação atuam sobre a matriz, os nódulos e o cimento. A precipitação de argilominerais fibrosos indica que houve ao menos um momento de aridez intensa durante a formação desse material.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIN F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B. B. (org.) Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, p.17-35.

ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P., GARCÍA DEL CURA, M.A. 1992. Palustrine sedimentation and associated features to grainification and pseudo-microkarst in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 76, 43261.

ALONSO-ZARZA, A.M. & TANNER, L.H. 2010a. Carbonates in Continental Setting: Facies, Environments and Processes, *Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, p. 400.

ALONSO-ZARZA, A. M. & TANNER, L. H. 2010b. Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications. *Developments in Sedimentology* 62. Elsevier, 336pp.

ALVES, M. S. Y. 2015. Modelagem Geológica em Microbialitos da Formação Salitre (Neoproterozóico) – Bacia de Irecê, BA. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. p. 88.

AULER, A.S. 1999. Karst evolution and palaeoclimate in eastern Brazil. (Ph.D. Thesis), University of Bristol. England.

AULER, A. S. Smart, P. L.; WANG, X.; CRISTALLI, P. S.; EDWARDS, R. L. 2003. O calcário Caatinga e os carbonatos secundários superficiais do norte da Bahia: Geocronologia e significado paleoambiental. Em: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Recife.

BADIOZAMANI, K., MACKENZIE, F.T., THORSTENSON, D.C. 1977. Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadose-phreatic effects. *Journal of Sedimentary Petrology* 47 (2), 5292542.

BEIBER, J.A. 1987. Petrographic and geochemical analysis of caliche profiles in a Bahamian Pleistocene. *Sedimentology* 34: 991-998.

BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais Do Brasil. Texto, mapas e SIG. CPRM —Serviço Geológico do Brasil, Brasília, DF—Brasil.

BONFIM, L.F.C., ROCHA, A.J.D., PEDREIRA, A.J., MORAIS, J.C., GUIMARÃES, J.T., TESCH, N.A. 1985. Projeto Bacia de Irecê. Relatório Final. CPRM. Ministério das Minas e Energia. República Federativa do Brasil, Brasília — DF, Brasil.

BORGES, S.V.F.; BALSAMO, F.; VIEIRA, M. M.; IACUMIN, P.; SRIVASTAVA, N. K.; STORTI, F.; BEZERRA, F. H. R. 2016. Calcretes pedogênicos ao longo de sistemas de falhas e acamamentos pré-existentes na Bacia de Irecê, norte da Bahia. *Sedimentary Geology*, v. 341, p. 119-133.

BRAITHWAITE, C.J.R. 2005. Carbonate Sediments and Rocks. A Manual for Earth Scientists and Engineers. Whittles Publishing, Dunbeath, Scotland, 164 pp.

- BUSTILLO, M.A., GARCÍA ROMERO, E. 2003. Arcillas fibrosas anómalas en encostramientos y sedimentos superficiales: características y génesis (Esquivias, Cuenca de Madrid) Boletín Sociedad Española Cerámica y Vidrio 42, pp. 289-297.
- BRANNER, J.C. 1910. Aggraded limestone plains of the interior of Bahia and the climatic changes suggested by them. Geological Society of America Bulletin 22: 187-206.
- CERLING, T.E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. Earth planet. Sci. Lett. , 71, 229-240.
- CHAFETZ, H.S., WILKISON, B.H., LOVE, K.M. 1985. Morphology and composition of nonmarine carbonate cements in near-surface settings. In: Schneidermann, N., Harris, P.M. (Eds), Carbonate Cements. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 36, pp. 337-347.
- CHEN, X.Y. 2002. Classification system. In: Lintern J., Roach I., Chen X.Y. (Eds). Calcrete: characteristics, distribution and use in mineral exploration. Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration, pp. 16-22.
- DANDERFER FILHO, A. 1990. Análise Estrutural Descritiva e Cinemática do Supergrupo Espinhaço na Região da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. Dissertação de Mestrado. UFOP, Ouro Preto. 99p.
- DANTAS, W. M. 2015. Petrografia e Geoquímica das Rochas Carbonáticas da Formação Caatinga na Região de Lages dos Negros, Centro-norte da Bahia. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 77p.
- DICKSON, J. 1965. A Modified Staining Technique for Carbonate in Thin Section. Nature, 205, p. 587.
- FREYTET, P. 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). Sedimentary Geology 10, 25-60.
- FREYTET, P., PLAZIAT, J.C. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis 2 Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Springer-Verlag. Contributions to Sedimentology 12, p. 213.
- FOLK, R.L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C., Murray, R.C. (Eds), Dolomitization and Limestone Diagenesis. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 13, pp. 13-248.
- GILE, L.H., PETERSON, F.F., GROSSMAN, R.B. 1965. The K horizon: a master soil horizon of carbonate accumulations. Soil Sci., 99, 74-82.
- GOUDIE, A.S. 1983. Calcrete. In: GOUDIE, A. S., PYE, K. (Eds), Chemical Sediments and Geomorphology. Academic Press. London, pp. 93 - 131.
- HARRISON, R.S., STEINEN, R.P. 1978. Subaerial crusts, caliche profiles and breccia horizons Comparison of some Holocen and Mississippian exposure surface, Barbados and Kentucky. Geological Society of American Bulletin 89, 385-395.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P.A. 1998. Neoproterozoic snowball earth. Science, 281, p. 1342-1346.

- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. 1978. Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, Escala 1:1.000.000. Salvador, CPM-SME BA/CBPM, 137p.
- KUCHENBECKER, M. H., REIS, L.S., FRAGOSO, D. G. C. 2011. Caracterização estrutural e considerações sobre a evolução tectônica da Formação Salitre na porção central da Bacia de Irecê, norte do Cráton do São Francisco (BA). *Geonomos* 19 (2) 42-49.
- KRUMBEIN, W.E. & GIELE, C. 1979. Calcification in a coccoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites. *Sedimentology*, 26, 593-604.
- LAND, L.S. & EPSTEIN, S. 1970. Late Pleistocene diagenesis and dolomitization, North Jamaica. *Sedimentology* 14: pp. 187-200.
- LONGMAN, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 64, 461-487.
- MACHETTE, M.N. 1985. Calcic soils of southwestern United States. In: Weide, D.L. (Ed.), *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States*. Special Paper, Geological Society of America, vol. 203, pp. 1– 21.
- MARION, G.M., SCHLESINGER, W.H. & FONTEYN, P. J. 1985. Caldep: a regional model for soil CaCO₃ (caliche) deposition in south western deserts. *Soil Sci.*, 139, 468- 81.
- NETTERBERG, F. 1967. Some roadmaking properties of South African calcretes. *Proc. 4th Reg. Conf Africa Soil Mech. Fndn Engng, Cape Town*, 1, 77-81.
- NETTERBERG, F. 1980. Geology of southern African calcretes: 1. Terminology, description, macrofeatures and classification. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 83, 255 - 283.
- PEDREIRA, A. J. ARCANJO, B.A. PEDROZA, C. J., OLIVEIRA, J. E., SILVA, B. C. 1975. Projeto Bahia - Geologia da Chapada Diamantina. CPRM. Ministério das Minas e Energia. República Federativa do Brasil. Brasília – DF.
- PEDREIRA A.J., ROCHA, A.J.D., GUIMARÃES, J.T., MORAIS FILHO, J., BONFIM, L.F.C., TESCH, N. 1985. Folha SC. 24-Y-C-Irecê. Carta geológica 1:100.000. Projeto Bacia de Irecê-CPRM/CBPM, Salvador —BA.
- PEDREIRA, A.J. ROCHA, A.J.D., COSTA, I.V.G., MORAES FILHO, J.C. 1987. Projeto Bacia de Irecê II. Relatório final. Salvador: CPRM.
- PEDREIRA, A. J.; ROCHA, A. J. D. 2002. Serra do Tombador, Chapada Diamantina, BA - Registro de um deserto proterozóico. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Queiroz, E. T.; Winge, M.; Berbert - Born, M. L. C. (Edits.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP). v. 01: 181 - 186.
- PENHA, A. E. P. P., O Calcário Caatinga de Ouroândia, Bahia: Feições Diagnósticas, Gênese e Evolução de um Perfil Calcrete. 1994. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal da Bahia, Salvador. 114p.
- PREZBINDOWSKI, D.R., TAPP, J.B. 1989. Asymmetric dissolution textures as evidence of subaerial exposure. *Journal of Sedimentary Petrology* 59 (5), 835-838.

- REEVES, C.C. 1976. Caliche: Origin, Classification, Morphology and Uses. Estacado Books, Texas.
- REHEIS, M .C. 1987. Gypsic soils on the Kane Alluvial Fans, Big Honi County, Wyoming. US Geol. Surv. Bull. 1590-C, 39pp.
- ROSSINSKY, V., Jr., WANLESS, H.R. 1992. Topographic and vegetative controls on calcrete formation, Turks and Caicos Islands, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (1), 84-98.
- RUHE, R.V., CADY, J.G. & GOMES, R.S. 1961. Paleosols of Bermuda. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1121-1142.
- SAMPAIO, A. R., SANTOS, R. A., ROCHA, A. J. D., GUIMARÃES, J. T., NEVES, J. P. 2001 Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Jacobina, folha SC-24-Y-C, estado da Bahia. Brasília: CPRM. 116 p.
- SALOMONS, W. & MOOK, W. G. 1986. Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 2 (Ed. by P. Fritz & J. Ch. Fontes), pp. 239-269.
- SELLÉS-MARTINÉZ, J. 1996. Concretion morphology, classification and genesis. *Earth-Science Reviews* 41, 1772210.
- SEMENIUK, V. 1986. Calcrete breccia floatstone in Holocene sand developed by stormuprooted trees. *Sedimentary Geology* 48, 1832192.
- SIEVER, R. 1962. Silica solubility 0–200°C and the diagenesis of siliceous sediments. *Journal of Geology* 70, 127–150.
- SILVEIRA, J. S. 1991. Dinâmica de sedimentação de um mar raso antigo: formações Caboclo e Morro do Chapéu (Proterozóico Médio), Grupo Chapada Diamantina - Estado da Bahia. Salvador, 139 p. il. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. UFBA. Bahia.
- SOUZA, S.L., BRITO, P.C.R., SILVA, R.W.S. 1993. Estratigrafia, Sedimentologia e Recursos Minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. 2. CBPM Série Arquivos Abertos (36p. Salvador).
- SUGUIO, K., BARCELOS, J.H., MATSUI, E. 1980. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). *Anais XXXI Congresso Brasileiro de Geologia* 1, 607–617.
- VERRECHIA, E. P., Le Coustumer, M-N. 1996. Occurrence and genesis of palygorskite and associated clay minerals in a Pleistocene calcrete complex, Sede Boqer, Negev Desert, Israel. *Clay Minerals* V. 31, 183-202.
- WATTS, N. L. 1978. Displacive calcite: evidence from recent and ancient calcretes. *Geology*, 6, 699-703.
- WATTS, N.L. 1980. Quaternary laminar calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661–686.
- WIEDER, M., YAALON, D.H. 1982. Micromorphological fabrics and developmental stages of carbonate nodular forms related to soil characteristics. *Geoderma* 28, 2032220.

TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 424pp.

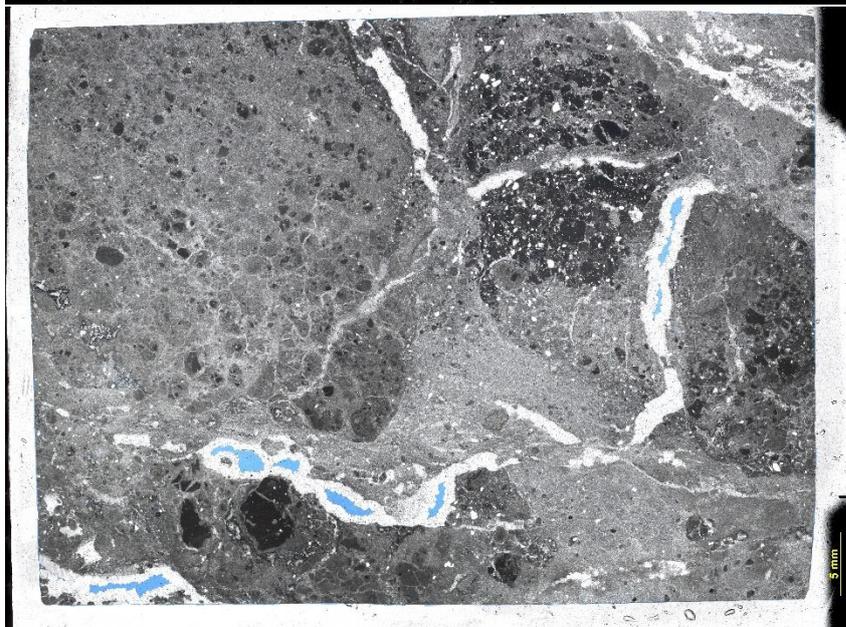
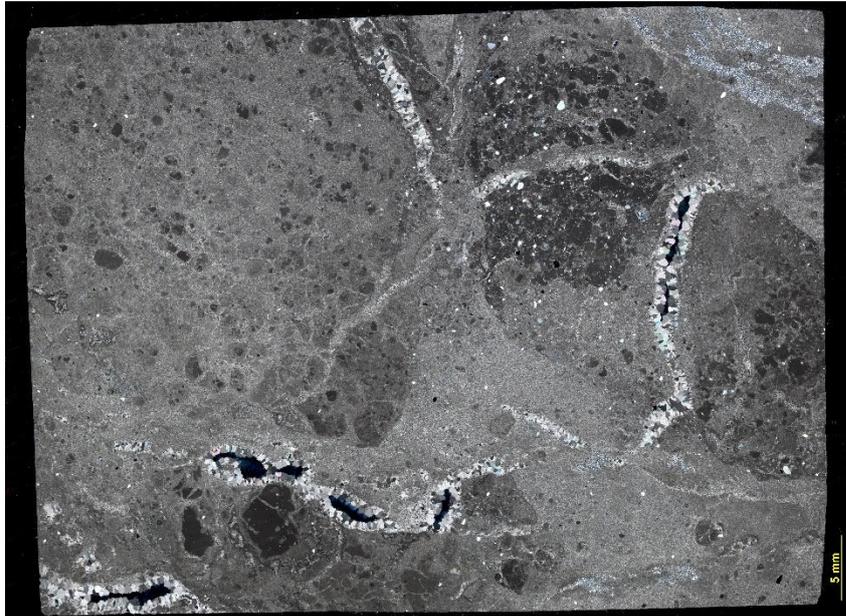
WATTS, N. L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661-686.

WRIGHT, V.P., TUCKER, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. In: WRIGHT, V. P., TUCKER, M. E. (EDS), *Calcretes*. IAS Reprint Series, Vol. 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 1-22.

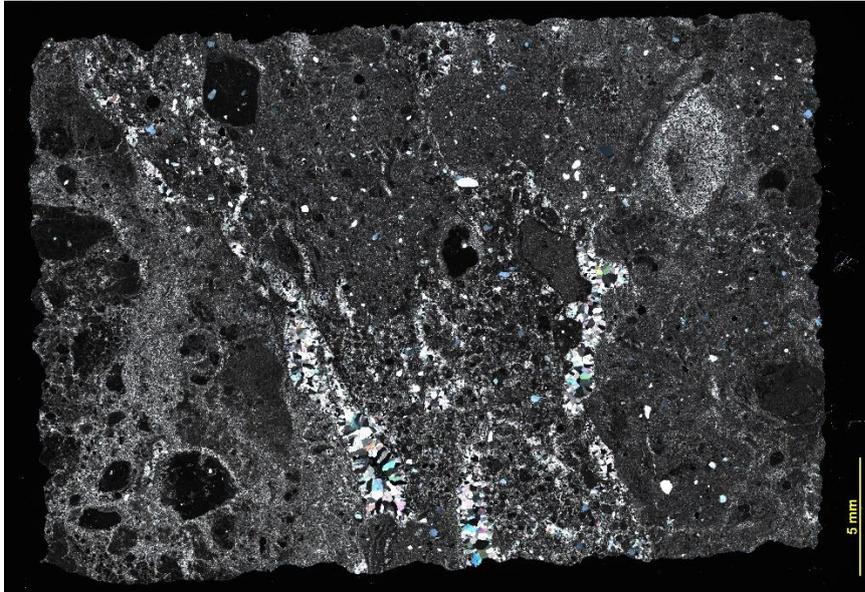
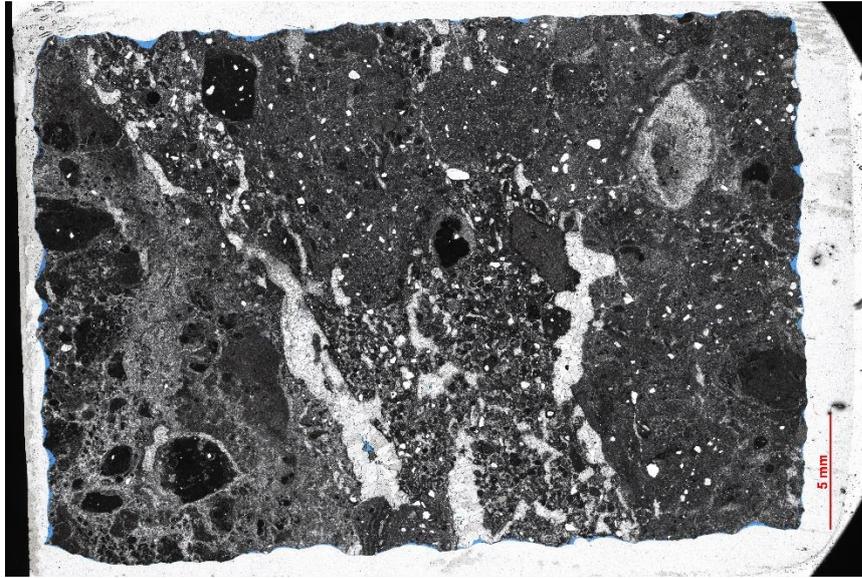
WRIGHT, V.P. 2007. Calcretes; In: Nash, D.J. & Mc Laren, S.J. (eds.). *Calcretes in geochemical sediments and landscapes*. Blackwell Oxford, 488p.

APÊNDICE 1 – MOSAICOS E REGISTROS DAS AMOSTRAS

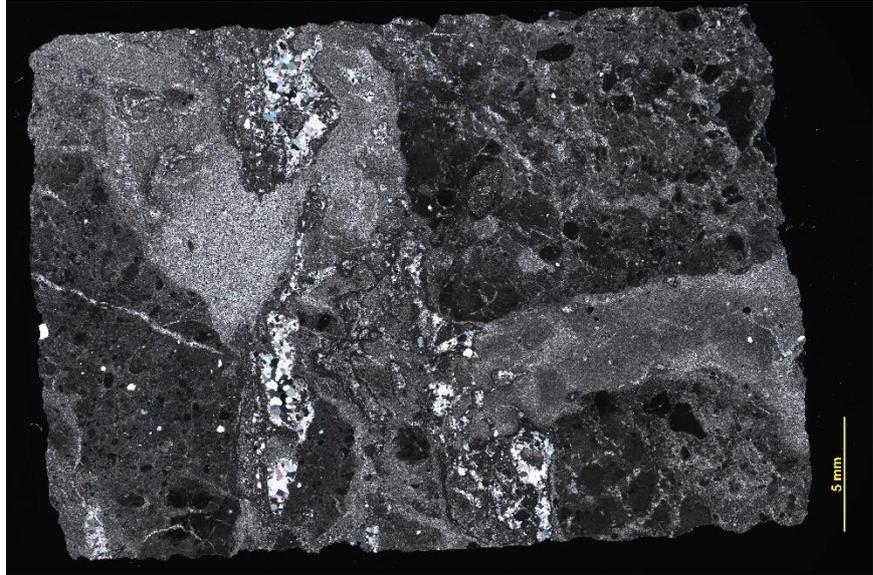
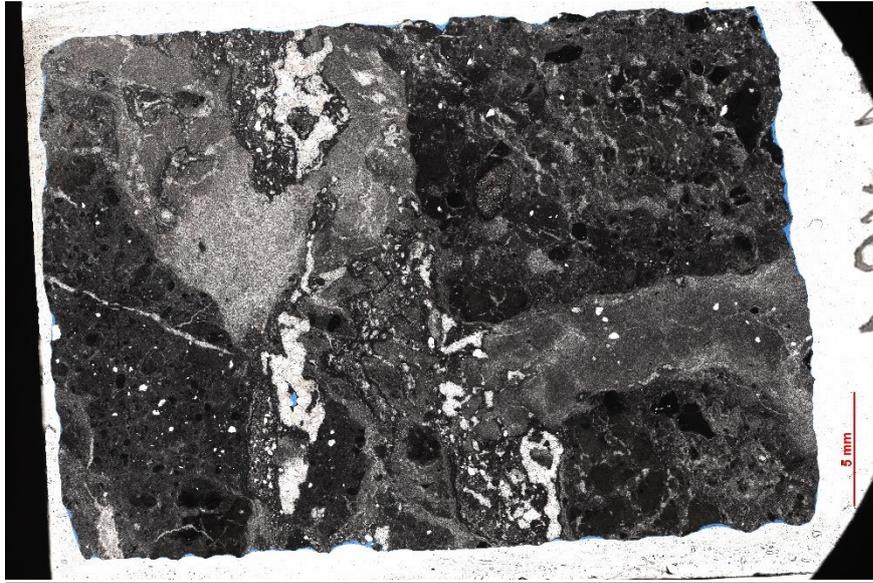
OL-1



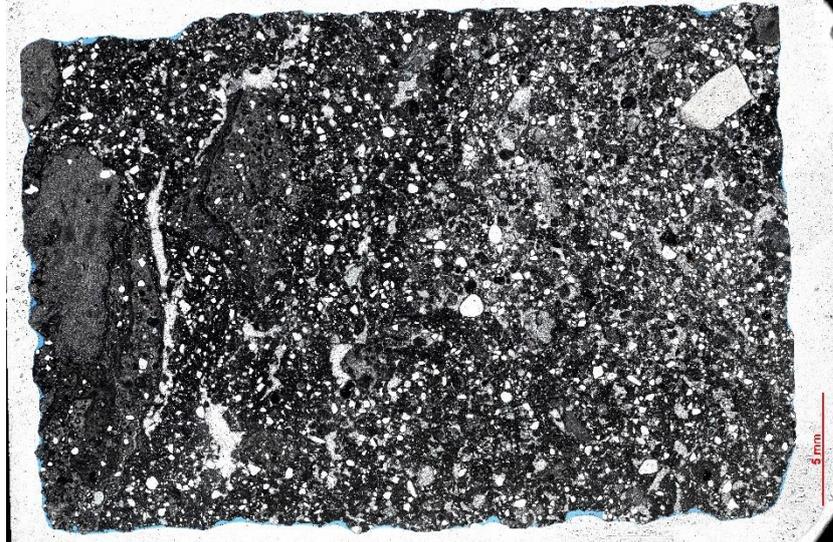
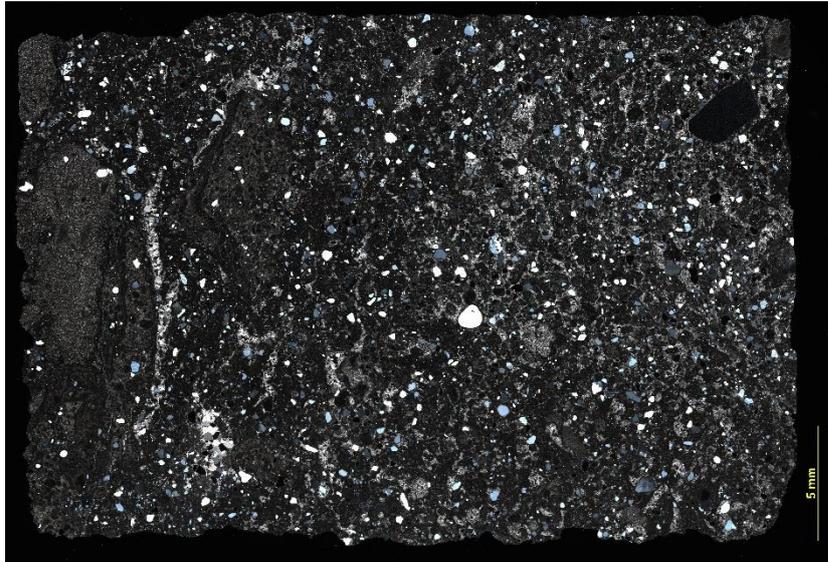
SG-VP-1



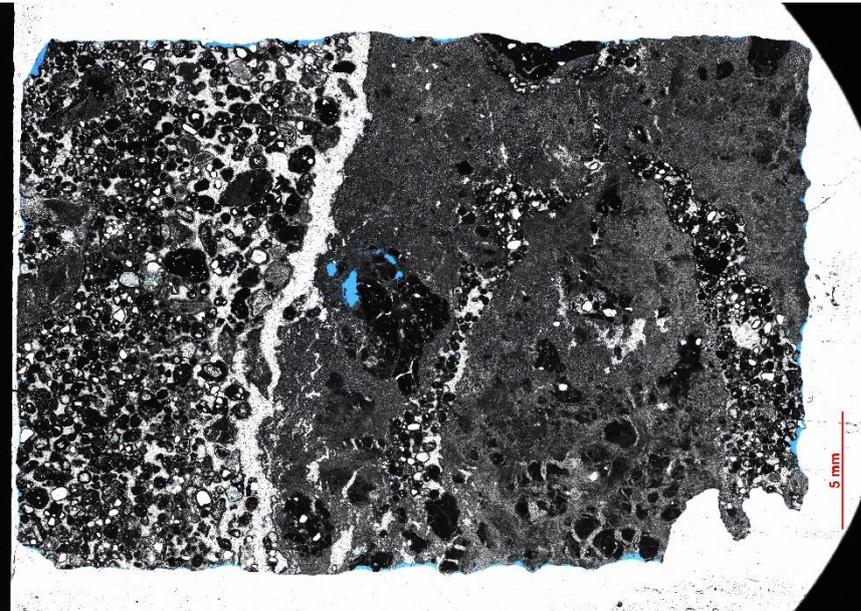
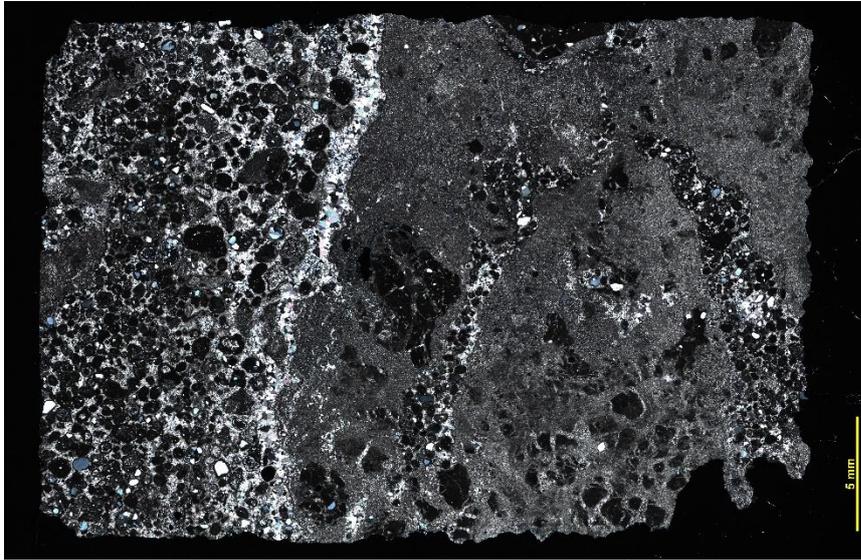
SM-VP-1



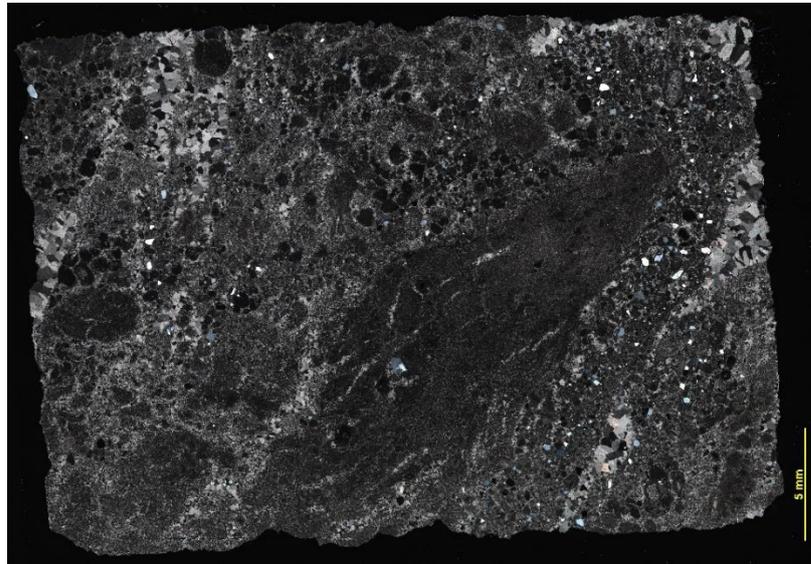
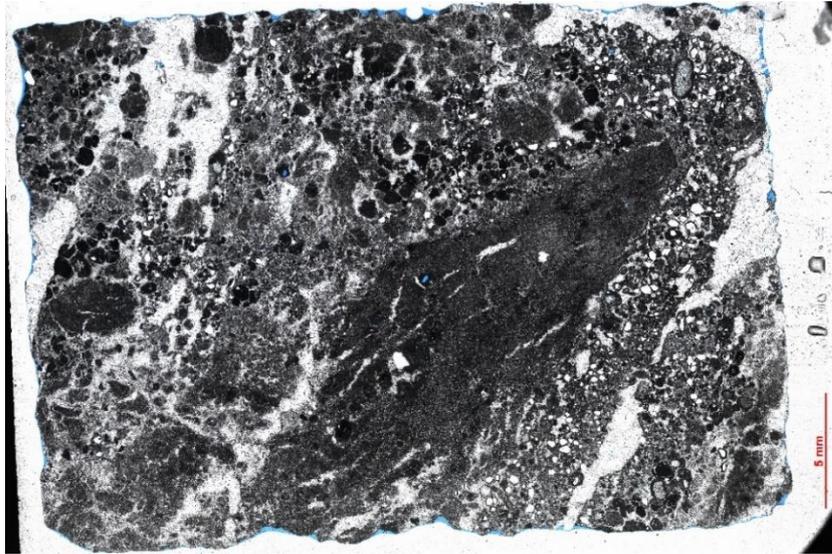
SM-VP-2#1



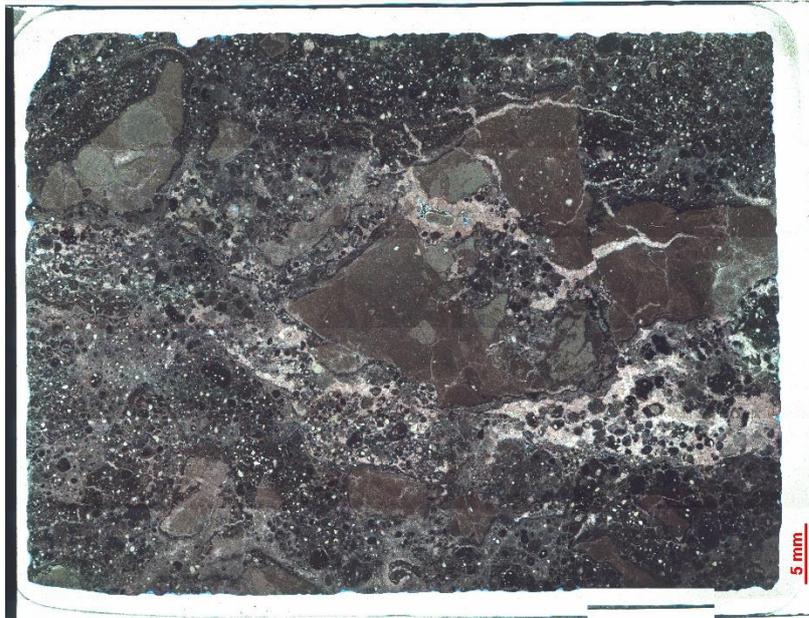
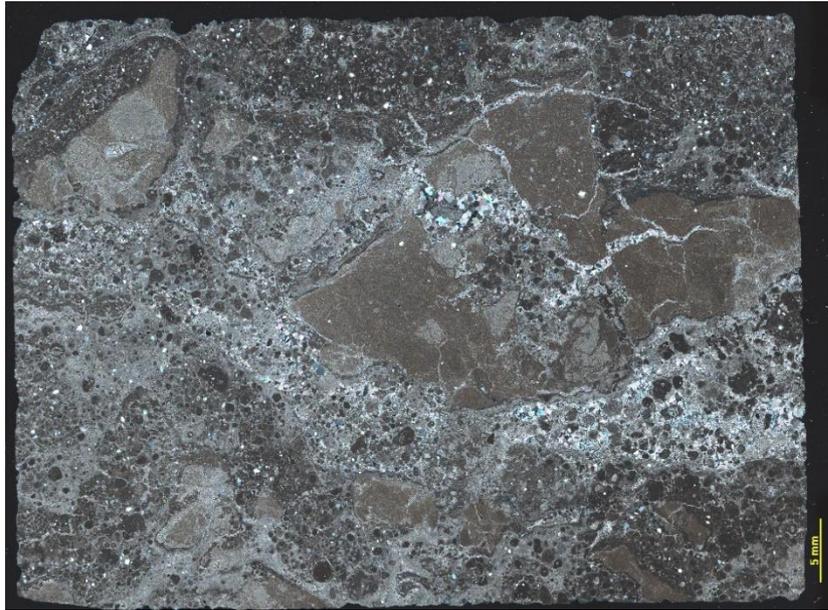
SM-VP-2#2



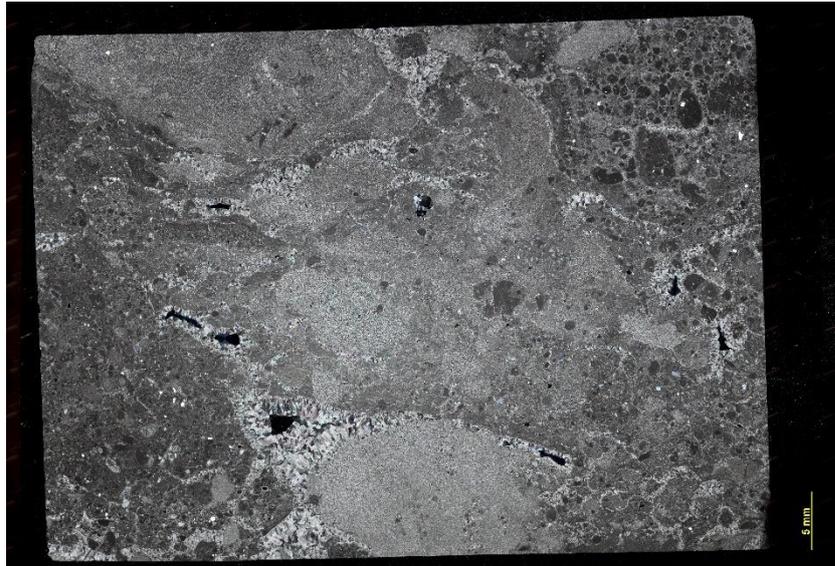
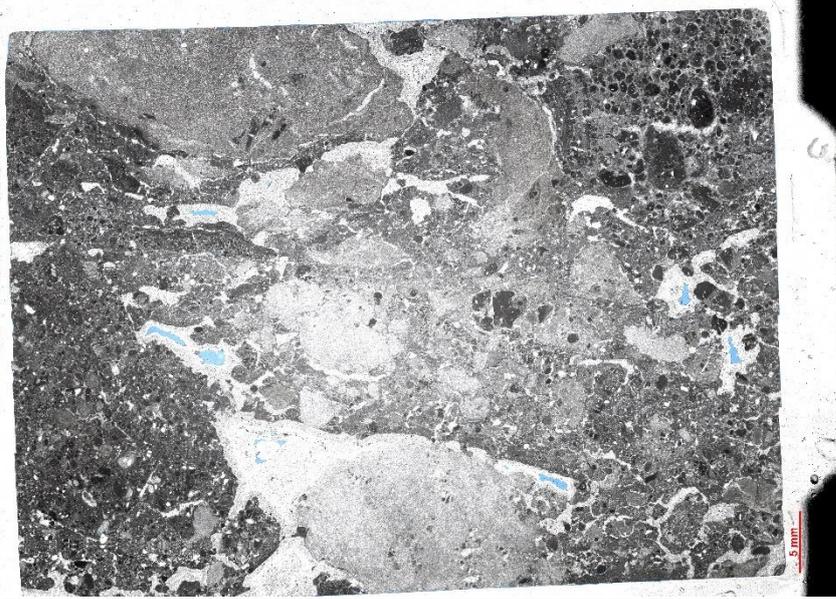
SM-VP-4



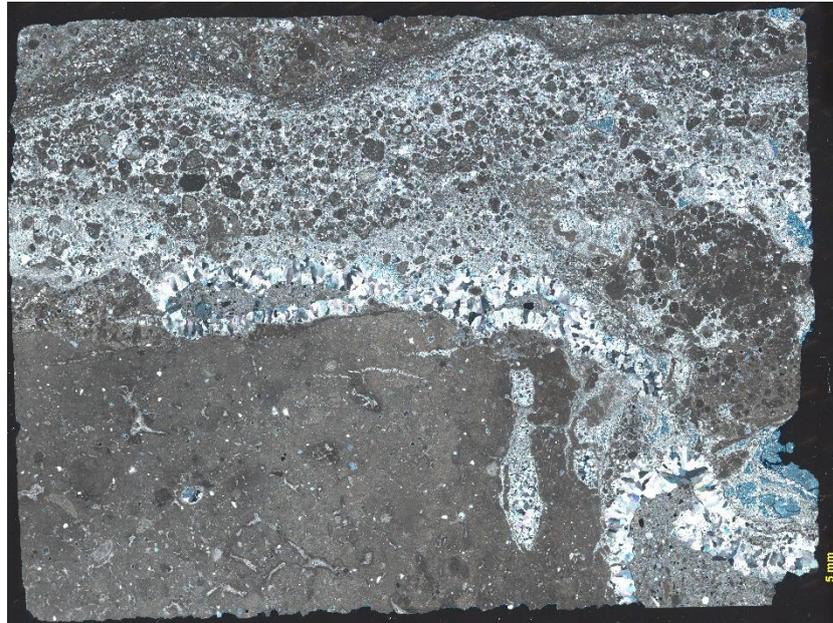
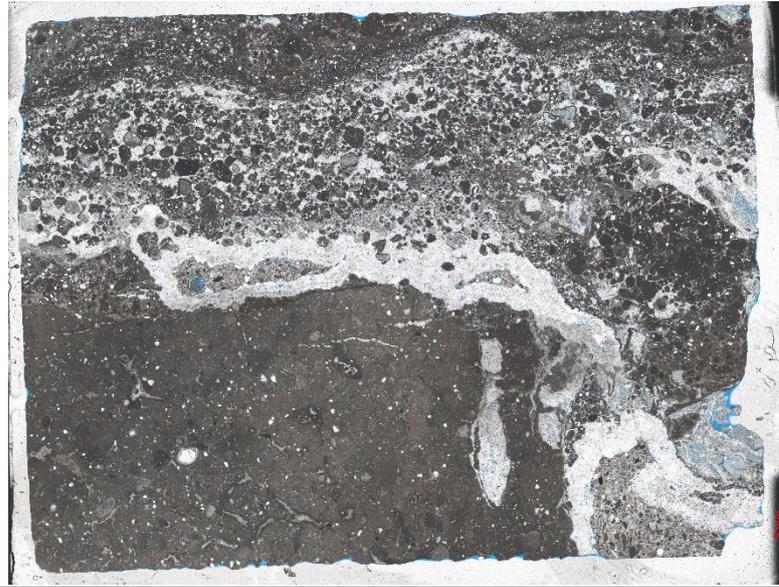
SP-VC-2



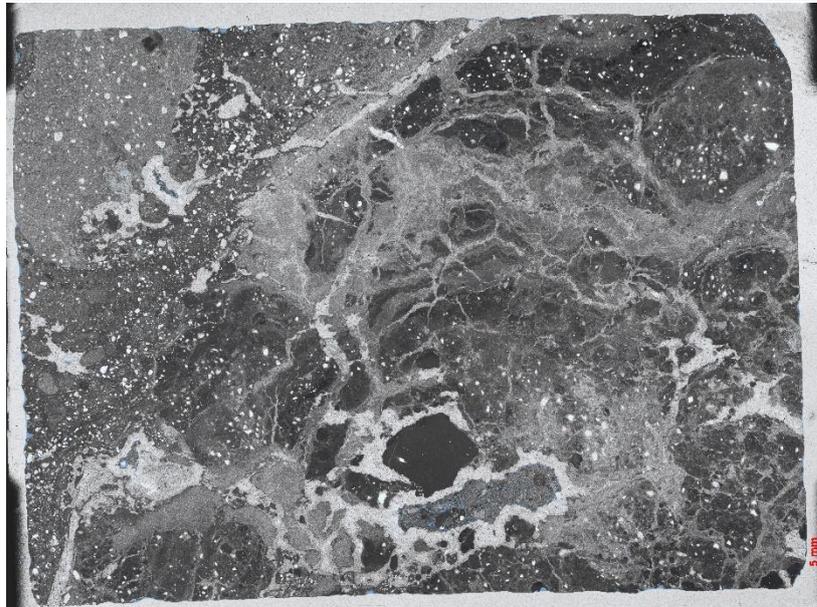
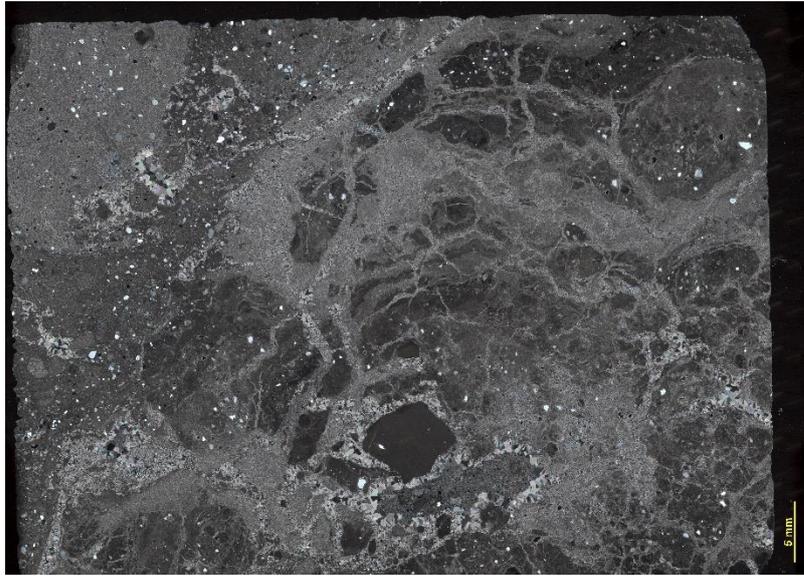
SP-VC-3



SP-VC-5



SP-VC-6



IG-VL-1



IG-VL-2



IG-VL-3



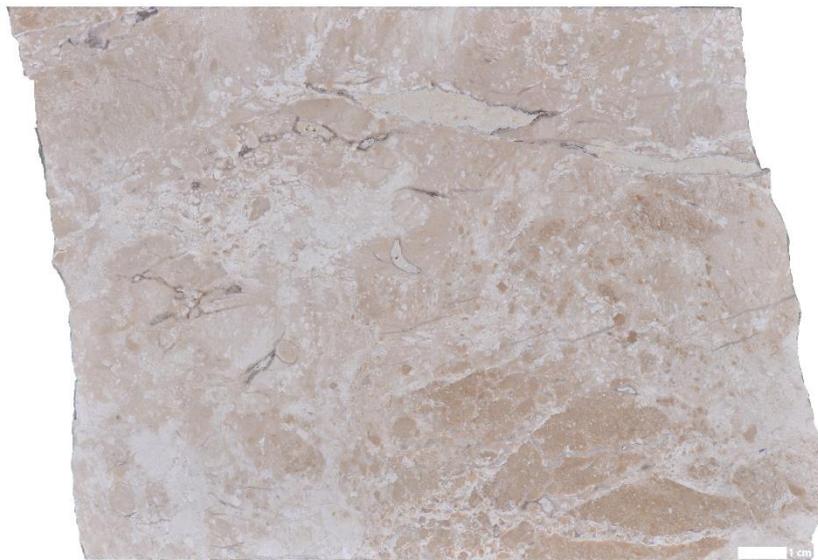
IG-VL-4



SM-VP-3



SP-VC-1



SP-VC-4



APÊNDICE 2 – RESUMOS DAS DESCRIÇÕES

OL-1

Macroscopia: zonas venular, nodular e brechada.

Em geral a amostra tem coloração mais escura.

Há a ocorrência de nódulos incluindo nódulos com coloração mais escura. No geral é possível observar a divisão interna dos nódulos (aparentemente essas divisões são decorrentes de uma recristalização). Não foram observados nódulos estritamente maciços. Os nódulos escuros chegam a medir **30 mm**. Alguns nódulos possuem uma envoltória.

Quase todas as vênulas presentes nas amostras estão horizontais e paralelas entre si. Algumas vênulas estão verticais. As vênulas chegam a medir **40 mm** entretanto sua largura atinge apenas **6 mm**. Algumas estão resinadas. Em algumas vênulas um pouco mais bem desenvolvidas é possível observar inversão textural.

A matriz presente é micrítica e tem coloração entre a cor dos nódulos mais escuros e a cor dos nódulos mais claros. Marrom claro.

Alguns grãos bem escuros, porém, com textura diferente dos nódulos estão presentes em meio a matriz (provavelmente grãos siliciclásticos).

Microscopia: Há a presença de elementos angulosos que estão distribuídos em meio a matriz micrítica devido a ampla ocorrência de gretas. Na matriz também estão alguns nódulos micríticos.

Uma pequena área da matriz sofreu silificação, sendo representado por calcedônia.

As vênulas estão preenchidas por carbonato com textura mosaico e película micrítica, em alguns casos as vênulas não estão completamente preenchida entretanto é possível perceber que há um crescimento em relação ao tamanho dos cristais em direção ao centro do poro.

Alguns grãos siliciclásticos envelopados foram observados (quartzo principalmente).

Há a presença de palygorskita cimentando diversos poros gerados por dissolução.

Porosidade do tipo fratura parcialmente preenchido por calcita mosaico.

SG-VP-1

Macroscopia: zonas nodular e venular.

Foi possível observar a presença de nódulos com tamanhos que variam de **4 mm** a **15 mm**, alguns nódulos apresentam textura grumosa e alguns parecem ter evoluído até a textura globular (após passar por processos pedogenéticos?). Em mais detalhe é possível identificar a divisão interna desses nódulos.

As vênulas presentes estão preenchidas por carbonato, aparentam ser de uma fase posterior e ter uma orientação preferencial (tentar associar com algum evento). Elas chegam a medir **30 mm**.

Muitos grãos siliciclásticos com tamanho inferior a **1 mm** são observados inclusive é possível observar dentro de alguns nódulos.

A matriz presente é micrítica e tem coloração mais escura em comparação ao resto do material.

Gretas circungranulares envolvem alguns nódulos

Microscopia: Os nódulos contidos na lâmina sofreram intensa recristalização, sendo mais escuros em comparação com a fábrica micrítica. Em alguns nódulos estão contidos grãos siliciclásticos. Também foram encontrados elementos angulosos em meio à matriz.

Há ampla ocorrência de vênulas sendo preenchidas por carbonato com textura mosaico grosso.

Há a presença de palygorskita.

Os grãos envelopados também estão presentes nessa amostra, dentre os grãos envelopados se destacam grãos de quartzo, feldspato e grumos micríticos.

A matriz é essencialmente constituída por micrita/microespatita.

SM-VP-1

Macroscopia: zonas nodular e brechada.

Essa amostra de forma geral apresenta coloração mais escura.

Presença massiva de nódulos, a maioria está sendo cortada por vênulas. Em alguns é possível observar maior divisão interna. Os nódulos chegam a medir **45** mm. Os grãos menores presentes nos nódulos maiores em geral são subangulosos. Alguns nódulos estão sendo circundados por material similar ao que está presente nas vênulas (gretas circungranulares).

Possível presença de rizólito, estrutura aparentemente cilíndrica medindo cerca de **20** mm de comprimento e **5** mm de largura.

Há a ampla ocorrência de vênulas sendo paralelas entre si e se apresentando, mais uma vez, como um possível evento final. Elas chegam a medir **25** mm e a espessura atinge até **2** mm. Em umas das vênulas foi possível observar uma espécie de crescimento no tamanho dos cristais em direção ao centro, sendo de comum ocorrência em outras amostras. Também foi possível observar o início da evolução do que resultaria na inversão textural.

Microscopia: Os nódulos nessa lâmina sofreram intensa recristalização apresentando coloração mais escura em relação às outras ocorrências de material carbonático. Os nódulos, em geral, são subangulosos. Apesar de apresentar coloração escura na microscopia, na macroscopia esses nódulos têm coloração mais clara e, além de possuírem ampla distribuição de tamanhos, também estão amplamente distribuídos.

As vênulas não são tão representativas na lâmina e a ocorrência é bem restrita, entretanto é possível afirmar que representam um dos últimos eventos que ocorreu. Elas estão preenchidas por cristais de carbonatos maiores.

A matriz é predominante micrítica/microespática.

Vestígios de conchas desarticuladas foram observados

SM-VP-2#1

Macroscopia: zonas brechadas e siliciclásticas.

Nessa amostra foi possível observar extensa faixa com a presença de grãos siliciclásticos e carbonáticos bordejada por vênulas com preenchimento por carbonatos. Essas feições têm ocorrido comumente associada nas amostras, possibilidade de ter sido formado por processo de inversão textural.

A ocorrência de nódulos é extensa e suas texturas são diversas: nódulos maciços, grumosos, envoltos por envelopes, com maior presença de óxido de ferro. Eles chegam a medir 30 mm.

A matriz é micrítica e está representada na amostra por uma coloração mais escura.

As vênulas, preenchidas por carbonatos, mais uma vez ocorrem horizontais e paralelas entre si mostrando uma direção preferencial.

Há uma clara mudança de fácies nessa amostra, de um material mais fino para um material mais grosso, inclusive nessa interface é possível identificar uma espécie de película intermediária.

Grão de chert observado em meio aos grãos siliciclásticos.

Microscopia: Os nódulos presentes parecem ter passado por recristalização e tem coloração mais escura quando comparada com a matriz micrítica, apesar de em escala macroscópica terem coloração mais branca (processo de nodulização a partir da matriz).

As vênulas estão preenchidas por carbonatos, entretanto os cristais de carbonato apresentam tamanho maior. As vênulas estão presentes inclusive no interior dos nódulos, representando, segundo minha interpretação, uma fase posterior de fraturamento.

Estruturas concêntricas calcificadas foram observadas, sendo provavelmente rizólitos.

Há a presença de palygorskita cimentando poros. É importante salientar que considerando que o substrato é/era carbonático ela ocorre cimentando alguns poros gerados por dissolução. Aparentemente ela é uma das últimas fases.

A matriz tem coloração cinza claro.

Ampla ocorrência de dolomita substituindo a matriz e os nódulos.

Presença um grão de chert.

Grão envelopados estão presentes em toda a lâmina incluindo dentro dos nódulos, os grãos no interior são de composição como por exemplo quartzo, feldspato e carbonato. Essa envoltória tem claramente composição micrítica.

A ocorrência de silicificação é bem limitada.

As estruturas concêntricas calcificadas também estão presente nessa lâmina (rizólitos?).

Possível bioturbação apresenta aspecto tubular e está preenchido por microespatita.

SM-VP-2#2

Microscopia: Os elementos presentes são angulosos (*brecciation?*) e sofreram intensa recristalização. Em relação a matriz os nódulos são compostos por cristais de granulometria mais fina. Em alguns pontos é possível observar a ocorrência de silicificação. Alguns nódulos estão sendo envelopados. O nódulo mais claro na borda está intensamente recristalizado sendo apresentado em escala macroscópica por um nódulo de coloração branca.

Em meio a matriz são observados clastos de composições variadas, em algumas regiões estão concentrados muitos grãos envelopados conferindo uma textura “oolítica”. Os envelopes são escuros e de fração bem fina.

Diversas vênulas estão presentes, entretanto destaca-se a presença de grandes vênulas em termo de continuidade lateral que separa a região com textura mais nódulos/micrítica da região com textura “oolítica”. Associados às vênulas estão esses grãos envelopados (pseudomicrokarst com posterior *grainification?*)

A palygorskita pode ser classificada como um cimento, sendo uma das últimas fases. Indicando um momento mais árido em que havia microporosidade (?).

Possível presença de concha e também de estruturas circulares!

A porosidade é dos tipos intranódulo e intercristalina.

SM-VP-4

Macroscopia: zonas nodular e venular.

Nessa amostra há um predomínio de nódulos em que se destacam nódulos com tamanhos que variam de **5 mm a 35 mm**, as estruturas presentes nos nódulos são variadas (maciça, grumosa, etc). Diversos nódulos estão sendo cortados por vênulas e no interior de alguns deles é possível observar um material mais escuro individualizado.

As vênulas estão bem desenvolvidas e é possível observar uma variação no tamanho dos cristais da borda para o centro das vênula (transicionando de incolor para branco). Esse padrão de repete em várias vênulas. Algumas vênulas se ramificam atingindo padrão verticalizado, mas no geral são paralelas entre si. As vênulas chegam a medir **60 mm** e chegam a uma largura máxima de **5 mm**, muitas apresentam o padrão de cimentação em crosta.

Um material amarelado está presente na amostra. Creio que na microscopia seja representado por cristais grandes de calcita.

Grãos siliciclásticas e carbonáticos envelopados apresentam ampla distribuição e muitas vezes não estão associados com as vênulas, algo incomum quando comparado ao que foi observado anteriormente.

Microscopia: Os nódulos presentes parecem ter passado por recristalização e tem coloração mais escura quando comparados com a matriz micrítica, apesar de na macroscopia terem coloração mais branca (processo de nodulização a partir da matriz).

As vênulas estão preenchidas por carbonato do tipo mosaico. As vênulas estão presentes no interior dos nódulos (gretas septares). Estruturas circulares foram observadas (está nas fotos não-oficiais). Há a presença de palygorskita.

Há um ampla distribuição de grãos opacos (óxidos?) na matriz e concentrados em alguns nódulos.

A matriz tem cinza coloração claro.

Presença de dolomita substituindo matriz e nódulos.

Grão envelopados estão presentes em toda a lâmina incluindo dentro dos nódulos, os grãos no interior são de composição como por exemplo quartzo, feldspato e carbonato.

Presença de palygorskita.

SP-VC-5

Macroscopia: zonas nodular e siliciclástica.

Essa amostra apresenta extensa faixa com grãos siliciclásticos e carbonáticos envelopados associados as fraturas preenchidas por carbonatos.

As vênulas nessa amostra chegam a medir **60 mm** e são consideravelmente largas atingindo até **15 mm**. As vênulas estão preenchidas por cimento carbonático em que foi observado aumento no tamanho dos cristais em direção ao centro dessas fraturas.

Há a ocorrência de óxidos representados por minerais pretos e também de grãos com tons de vermelho.

Um nódulo com coloração e textura diferentes foi identificado na amostra. Parece ser composto por um material mais fino.

Na parte mais granular da amostra existe a presença de diversos materiais, possibilidade de presença de ostracodes.

Microscopia: Há a ocorrência de nódulos em meio à matriz. A maior parte desses nódulos sofreu dolomitização.

Parte da matriz sofreu dolomitização e há também a ocorrência restrita de silicificação. Foi observada também ampla ocorrência de gretas preenchidas por carbonato. Grãos siliciclásticos ocorrem dispersos na matriz.

As vênulas maiores separam a porção onde estão localizados a matriz e os nódulos da porção da lâmina mais rica em grãos siliciclásticos e carbonáticos envelopados com tamanho médio de 1 mm. Além do cimento de calcita mosaico, as bordas das vênulas estão cimentadas por crostas laminares e películas micríticas

Ocorreu dissolução do cimento, da matriz e de grãos siliciclásticos e carbonáticos.

Presença de palygorskita.

SP-VC-6

Macroscopia: zonas nodular, venular e brechada.

A diversidade de texturas de nódulos nessa amostra é grande. São observadas principalmente estruturas maciças, grumosas e granulares. Os nódulos chegam a até **25** mm.

Elementos de coloração preta e avermelhada são observados e chegam a medir **2** mm com tamanho médio sendo de **1** mm. Comparada com as outras amostras a presença desses grãos é muito maior. Estão distribuídos tanto na matriz quanto nos nódulos.

Há a ampla ocorrência de vênulas, paralelas entre si como de costume. Elas chegam a medir **30** mm de comprimento e **6** mm de largura. Algumas vênulas ocorrem em outras direções (não-paralelas)

Na amostra é possível observar uma transição de uma parte dominada por vênulas para uma parte dominada por nódulos, onde a ocorrência de vênulas é menor.

Microscopia: Os nódulos nessa lâmina são subarredondados. Os nódulos de coloração mais branca em escala macroscópica são representados por nódulos na microscopia. A região mais intensamente recristalizada bem como os nódulos mais recristalização são compostos por micríta.

Há a presença de palygorskita ocorrendo como cimento na lâmina.

Vestígios de conchas desarticuladas estão distribuídas em várias regiões da amostra.

Na zona que está mais intensamente recristalizada há uma maior concentração de grãos siliciclásticos (representados na macroscopia por grãos de coloração avermelhada que medem menos de 1 mm). Esses grãos são majoritariamente de quartzo, porém há a ocorrência de grãos de feldspato em menor escala.

Ocorreu silicificação de forma localizada na matriz e no cimento na forma quartzo microcristalino.

A matriz é predominantemente micrítica/microespática. Há grãos pretos em meio a matriz (óxidos).

As vênulas são abundantes e estão preenchidas por carbonato que apresentam textura mosaico.

SP-VC-3

Macroscopia: zonas nodular e brechada.

Os nódulos presentes têm tamanhos que variam entre 2 mm a 35 mm, os de menor tamanho apresentam estrutura maciça enquanto os de maior tamanho apresentam estrutura mais fragmenta em que é possível individualizar diversos elementos, também há uma diferença de coloração no nódulo de maior tamanho presente no centro da amostra.

A matriz micrítica/microespática apresenta tom de laranja mais escuro. Diversos grãos siliciclásticos envelopados ocorrem dispersos na matriz.

Elementos angulosos ocorrem amplamente estando relacionados a interseção de pequenas fraturas,

As vênulas estão preenchidas por cimento carbonático em que foi observado aumento no tamanho dos cristais em direção ao centro dessas fraturas.

Microscopia: Há ocorrência de nodulos circudado por gretas e também de elementos brechados fruto da inserção entre as fraturas

A matriz é predominantemente microespática e há abundância de grãos carbonáticos e siliciclasticos nessa matriz. A matriz foi intesamente dolomitizada.

Ampla distribuição de vênulas preenchidas por carbonatos e por sílica, parte do cimento carbonático sofreu silicificação.

Presença de palygorskita em alguns poros.

A porosidade é principalmente do tipo fratura que está preenchida parcialmente por carbonato

SP-VC-2

Macroscopia: zonas brechada e siliciclástica.

Ocorrência de muitos nódulos, em especial nódulos grumosos.

Associado à ocorrência de grãos envelopados estão grandes fraturas preenchidas por carbonatos de uma fase posterior, em alguns grãos siliciclástico é possível observar um envelope micrítico.

Há, mais uma vez, a presença de vênulas que estão novamente paralelas entre si e praticamente horizontais onde ocorrem. As fraturas que ocorrem que possuem outras orientações geralmente ocorrem em grupos.

Em algumas partes da matriz micrítica é observada a presença de um material bem mais escuro (com tamanho médio de 3mm). Esse material escuro parece estar restrito exclusivamente aos locais onde há ocorrência de matriz (melhor presevado?). O material se assemelha um pouco ao que é observado nas vênulas (grãos siliciclásticos).

Minerais escuros estão presente sendo possíveis óxido-hidróxidos de ferro de cor preta.

Microscopia: Os nódulos são micríticos e estão intesamente fraturados. Há ampla ocorrência de elementos angulares fruto da interseção de fraturas.

As vênulas estão preenchidas por cimento do tipo mosaico silicoso e nas suas paredes estão presentes películas micrítica. No interior dessas vênulas são observados grãos siliciclásticos e carbonáticos envelopados.

A matriz é micrítica/microespática e ocorrem grãos siliciclásticos dispersos (principalmente quartzo e feldspato). Parte da matriz sofreu dolomitização.

A silicificação atinge principalmente o cimento de calcita mosaico.

Presença de palygorskita.

IG-VL-1

Macroscopia: zonas venular e brechada.

Essa amostra não apresenta nódulos de forma tão expressiva quando comparadas com as outras, entretanto chegam a medir **20** mm. A coloração dos nódulos varia de branca a marrom claro e aparentemente essa mudança de coloração é reflexo dos tipos de elementos em seu interior e da estrutura interna. Medem em média **2** mm.

As vênulas presentes são mais bem desenvolvidas que os nódulos chegando a medir **40** mm de comprimento e **8** mm de largura. Essas vênulas cortam a matriz e os nódulos presentes e são paralelas entre si. A vênula mais bem desenvolvida está preenchida por um material com coloração laranja e seu interior também está preenchido por uma gama de outros materiais como grãos siliciclásticos, carbonáticos e grãos intensamente substituídos. Foram observadas vênulas circundando nódulos.

Presença de inversão textural.

Microscopia: não foram feitas lâminas.

IG-VL-2

Macroscopia: zonas nodular, brechada e siliciclástica.

Há a presença de nódulos com estrutura maciça e granular que apresentam colorações claras e mais escuras chegando a tons de marrom escuro sendo cortados por vênulas. Nódulos brancos observados. Os nódulos medem entre **1** e **10** mm.

Nessa amostra as vênulas possuem diversas orientações em especial horizontais e verticais (praticamente perpendiculares entre si) chegando a medir **35** mm, entretanto são mais estreitas (menos desenvolvidas). Estão cortando a matriz e os nódulos, logo são posteriores.

Elementos mais escuros foram observados chegando a medir **15** mm, a ocorrência desse material é isolada em alguns pontos da amostra.

A matriz presente é micrítica e tem coloração mais escura em relação aos nódulos.

O processo de inversão textural foi intenso.

Microscopia: não foram feitas lâminas.

IG-VL-3

Macroscopia: zonas venular e brechada.

Há a presença de nódulos que chegam a medir **15** mm. Em geral apresentam estrutura maciça. Alguns estão cortados por pequenas fraturas.

As vênulas estão orientadas paralelamente entre si. Existem grupos de pequenas fraturas no interior dos nódulos. No geral as vênulas têm tamanho bem pequeno nessa amostra. Entretanto existem algumas vênulas mais bem desenvolvidas, uma delas chegando a medir **80** mm de comprimento e **9** mm de largura. Quando as fraturas estão mais bem desenvolvidas e cimentadas foi observada inversão textural.

A matriz presente é micrítica e tem coloração mais escura quando comparada aos nódulos.

Um grão escuro com tamanho de **15** mm foi observado. Em contato com o HCl reagiu muito pouco, em outras amostras elementos similares a esse não efervesceram (provavelmente grãos siliciclásticos). Alguns elementos parecidos, mas de tamanho inferior foram identificados, em um deles é possível observar uma espécie de envoltória de material carbonático de coloração clara (película micrítica).

Microscopia: não foram feitas lâminas.

IG-VL-4

Macroscopia: zonas venular, brechada e nodular.

Nessas amostras as fraturas têm bastante continuidade lateral, sempre respeitando uma orientação preferencial, sendo horizontais e paralelas entre si chegam a medir até **180** mm de comprimento e **10** mm de largura. Também ocorrem vênulas menores com **2** mm de comprimento em grupos consideráveis. Nas vênulas ocorrem preenchimento por um material mais escuro, em maior detalhe é possível observar que seus elementos são angulosos.

Há a ocorrência de nódulos que chegam a medir **45** mm (parte está cortada, provavelmente são maiores). Os nódulos nessas amostras apresentam em seu interior elementos distintos, em especial no que se refere as suas colorações.

Elementos mais escuros também ocorrem nessa amostra e medem cerca de **3** mm podendo chegar a **5** mm (siliciclásticos). Em geral ocorrem dispersos na matriz.

Minerais com coloração preta foram observados (prováveis óxidos-hidróxidos de ferro).

Microscopia: não foram feitas lâminas.

SM-VP-3

Macroscopia: zonas venular, nodular e brechada.

Nessa amostra há um predomínio de nódulos com tamanhos que variam de **5** mm a **35** mm, as estruturas presentes nos nódulos são variadas (maciça, grumosa, etc). Diversos nódulos estão sendo cortados por vênulas e no interior de alguns deles é possível observar um material mais escuro individualizado.

As vênulas estão bem desenvolvidas e é possível observar uma variação da borda para o centro das vênula (transicionando de incolor para branco – aumento do tamanho dos cristais em direção ao centro). Esse padrão de repete em várias vênulas e elas, no geral, são paralelas entre si. As vênulas chegam a medir **70** mm e chegam a uma largura máxima de **8** mm, muitas apresentam o padrão de cimentação em que há crescimento dos grãos em direção ao centro.

Grãos siliciclásticos envelopados apresentam ampla distribuição e muitas vezes não estão associadas com as vênulas, algo incomum quando comparado ao que foi observado anteriormente. Estão, em geral, distribuídos pela matriz.

Alguns minerais de coloração preta (prováveis óxidos) estão presentes na amostra como um todo.

A matriz presente é micrítica e tem coloração mais escura em relação aos nódulos.

Microscopia: não foram feitas lâminas.

SP-VC-1

Macroscopia: zonas nodular e brechada.

Observada a ocorrência de nódulos que chegam a tamanhos mínimos de **1** mm, em alguns é possível observar que ocorre uma divisão interna grande em especial nos nódulos de tamanho maior, também foram observados nódulos mais escuros com tamanhos que chegam a **50** mm sendo cortados por vênulas.

Mais uma vez ocorre amplamente a presença de vênulas de carbonato orientadas em uma direção preferencial, em geral as vênulas surgem como um último evento posterior à formação de nódulos, entretanto em alguns locais foram observados materiais que parecem ter formação posterior à formação das vênulas. Existe uma família de vênulas com orientação diferente. As vênulas chegam a medir **60** mm de comprimento e **10** mm de largura.

A matriz micrítica está representada por um tom de laranja intermediário entre os tons dos nódulos.

Microscopia: não foram feitas lâminas.

SP-VC-4

Macroscopia: zonas nodular e venular.

A presença de nódulos é ampla e eles chegam a medir **20** mm nessa amostra. Nódulos tem coloração mais amarelada talvez por alguma alteração. Eles apresentam principalmente texturas maciças, brechadas e grumosas.

A matriz é micrítica e tem coloração mais escura em relação aos nódulos, essa coloração mais escura varia um pouco de tonalidade.

Há a ocorrência de vênulas mantendo o padrão de serem paralelas entre si, estão cortando praticamente todos os outros materiais, sendo assim é uma das últimas fases. Elas variam muito de tamanho as mais bem desenvolvidas apresentam cimento com crescimento dos cristais em direção ao centro, como foi observado em outras amostras. Elas chegam a medir **60** mm de comprimento e **5** mm de largura

Grãos siliciclásticos com tonalidade mais escura estão distribuídos na matriz.

Microscopia: não foram feitas lâminas.