

Universidade Federal de Uberlândia
Campus Monte Carmelo
Instituto de Geografia
Curso de Graduação em Geologia

Giovana Somera Della Riva

**Caracterização petrográfica, geoquímica e mineralógica do silcrete de Santa Luzia,
Cascalho Rico (MG)**

Monte Carmelo-MG
2025

Giovana Somera Della Riva

**Caracterização petrográfica, geoquímica e mineralógica do silcrete de Santa Luzia,
Cascalho Rico (MG)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia do Instituto de Geografia da
Universidade Federal de Uberlândia, como parte
dos requisitos necessários à obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luciano Alessandretti
Coorientador: Prof. Dr. Otávio Augusto Ruiz
Paccola Vieira.

Monte Carmelo- MG

2025

Giovana Somera Della Riva

**Caracterização petrográfica, geoquímica e mineralógica do silcrete de Santa Luzia,
Cascalho Rico (MG)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia do Instituto de Geografia da
Universidade Federal de Uberlândia, como parte
dos requisitos necessários à obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Monte Carmelo, 09 de maio de 2025

Banca Examinadora

Prof. Dr. Luciano Alessandretti (Orientador)
Universidade Federal de Uberlândia

Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren
Universidade Estadual Paulista

Profa. Dra. Amanda Goulart Rodrigues
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU com
dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

R616 Riva, Giovana Somera Della, 2001-
2025 Caracterização petrográfica, geoquímica e mineralógica
do silcrete de Santa Luzia, Cascalho Rico (MG) [recurso
eletrônico] / Giovana Somera Della Riva. - 2025.

Orientador: Luciano Alessandretti.
Coorientador: Otávio Augusto Ruiz Paccolla Vieira.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em
Geologia.
Modo de acesso: Internet.
Inclui bibliografia.
Inclui ilustrações.

1. Geologia. I. Alessandretti, Luciano ,1986-,
(Orient.). II. Vieira, Otávio Augusto Ruiz Paccolla,1992-
, (Coorient.). III. Universidade Federal de Uberlândia.
Graduação em Geologia. IV. Título.

CDU: 551

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2: Gizele

Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

Dedico este trabalho aos meus pais e ao meu padrinho,
Luis Alberto Castello (*in memorian*).

Agradecimentos

Agradeço profundamente aos meus pais, Rosemary e João, e ao meu irmão, João Guilherme, por sempre me apoiarem e lutarem para que eu pudesse passar esses 5 anos longe de casa. Hoje eu realizo meu sonho de infância.

À minha família, por me apoiar e entender que esse tempo distante foi essencial para meu crescimento e realização.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Luciano Alessandretti e meu co-orientador Prof. Dr Otávio Vieira, por toda paciência, ensinamentos, debates e conselhos durante a graduação e especialmente na elaboração deste trabalho.

Aos professores e técnicos da Universidade Federal de Uberlândia, que me ajudaram, ensinaram e contribuíram para que eu me tornasse geólogo.

Aos meus melhores amigos, Paula e Igor, por sempre estarem ao meu lado, me ajudando, ouvindo minhas angústias e me aconselhando ao longo desses 5 anos. Vocês foram minha segunda família. E à Camila, que, mesmo sem entender nada sobre geologia, se preocupa em saber das minhas aventuras e novidades relacionadas a este trabalho.

A todos que fizeram parte da minha trajetória na faculdade e de alguma forma contribuíram para minha jornada, em especial Tata, Foca, Bia Rangel, Maria Clara, Vanderson.

Aos que já partiram, em especial meus tios, Luis Alberto Castello e José Benito Marrafon, que partiram durante minha graduação, mas tenho certeza de que olharam e torceram por mim até o final. Eu sinto a presença de vocês em todos os momentos da minha vida.

Aos que, embora não citados aqui, compartilharam momentos comigo, seja dentro da faculdade, no Marcelo, na Casa das Iscas ou na rua sem saída.

Muito obrigada a todos!!

Resumo

Na região do extremo sudoeste da Bacia Sanfranciscana, no município de Cascalho Rico (MG), afloram rochas sedimentares intensamente silicificadas. Este Trabalho de Conclusão de Curso visa caracterizar os aspectos texturais, mineralógicos e químicos de silcretes desenvolvidos sobre arenitos eólicos da Formação Três Barras (Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana), além de propor uma provável fonte de sílica para sua gênese e estimar sua idade a partir da análise das relações estratigráficas. Em campo, o silcrete possui aspecto vítreo, fratura conchoidal e ocorre na forma de extensa camada horizontal com topo e base irregulares. As fases mineralógicas e as feições microscópicas foram investigadas por meio de microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura com espectroscopia por energia dispersiva (MEV/EDS) e espectroscopia Ramam. O arcabouço dessas rochas é dominado por grãos de quartzo detritico monocristalino, com evidências de pelo menos duas fases diagenéticas de sílica: (i) opala e calcedônia, por vezes com hábito botrioidal (textura coloforme/geopetal) recobrindo grãos detriticos; e (ii) quartzo microcristalino e calcedônia fibro-radial, preenchendo poros remanescentes. Fases autigênicas de óxido de titânio (anatásio) e óxidos-hidróxidos de ferro e alumínio são identificadas em posições diversas entre as fases de sílica detritica e autigênica. Com base nas características macroscópicas, composição mineralógica, texturas e microestruturas, o silcrete é classificado como ‘não pedogênico’, sustentado pelas seguintes evidências: (i) homogeneidade textural vertical e lateral do perfil; (ii) preservação de estruturas sedimentares primárias; (iii) ocorrência de branqueamento; (iv) presença de nódulos (glébulas); (v) feições de corrosão nos grãos do arcabouço; (vi) sequência diagenética com aumento da cristalinidade do cimento em direção ao centro dos poros; e (vii) revestimento de anátasio nos grãos do arcabouço. Essas características, associadas ao contexto geológico da Formação Três Barras, indicam que o silcrete foi formado sob influência de águas subterrâneas ("groundwater silcrete"). As feições de corrosão nos grãos detriticos sugerem que esses grãos constituíram a principal fonte de sílica. Secundariamente, o intemperismo dos litoclastos e fluidos intergranulares derivados do lençol freático podem ter contribuído como fontes adicionais. A precipitação da sequência diagenética dos polimorfos de sílica (opala → calcedônia → microquartzo) é atribuída a variações no grau de saturação de sílica e à presença de impurezas nos fluidos diagenéticos. Quanto à idade, silcretes formados por águas subterrâneas são de difícil datação, pois o tempo de dissolução e de precipitação da sílica é influenciado por diversos fatores. Contudo, com base no contexto estratigráfico, infere-se que a idade máxima do silcrete de Santa Luzia corresponde ao Campaniano (Cretáceo Superior).

Palavras-chave: Silicificação; Diagênese; Paleoclima; Água Subterrânea.

Abstract

In the southwestern part of the Sanfranciscana Basin, near the town of Cascalho Rico, outcrops of intensely silicified sedimentary rocks are exposed. This study investigates the textural, mineralogical and chemical characteristics of silcretes developed within eolian sandstones of the Três Barras Formation (Upper Cretaceous, Sanfranciscana Basin), with a focus in identifying potential silica sources and estimate its age from the analysis of stratigraphic relationships. Field observations reveal that the silcrete exhibits a glassy appearance, conchoidal fracture, and occurs as horizontal beds with irregular boundaries. Mineralogical phases and microscopic features were characterized using optical microscopy, scanning electron microscopy (SEM/EDS) and Ramam spectroscopy. The rock framework is dominated by monocrystalline detrital quartz grains, displaying evidence of two distinct diagenetic silica phases: (i) opal and chalcedony, occasionally exhibiting botryoidal habits (coloform/geopetal texture) covering detrital grains; and (ii) microcrystalline quartz and fibrous radial chalcedony infilling residual pore spaces. Authigenic titanium oxide (anatase) and iron and aluminum oxide-hydroxides are identified at interfaces between detrital and authigenic silica phases. Macroscopic features, mineralogical composition, and microstructural analysis classify the silcrete as non-pedogenic, supported by the following criteria: (i) lateral and vertical textural homogeneity; (ii) preservation of primary sedimentary structures; (iii) bleaching features; (iv) nodular textures (glebulae); (v) corrosion features on framework grains; (vi) diagenetic sequence showing increasing cement crystallinity towards pore centers; and (vii) anatase coatings on detrital grains. These characteristics, combined with the geological context of the Três Barras Formation, suggest a groundwater-influenced origin (groundwater silcrete). Corrosion textures on detrital grains indicate their role as the primary silica source. Secondarily contributions may derive from lithoclasts weathering and water table-derived intergranular fluids. The sequential precipitation of diagenetic silica polymorphs (opal → chalcedony → microquartz) is attributed to fluctuations in silica saturation and impurities within diagenetic fluids. While groundwater silcretes are chronologically challenging to date due to silica dissolution-precipitation dynamics, stratigraphic context suggests formation of the Santa Luzia silcrete during the Campanian (Upper Cretaceous).

Keywords: Silicification; Diagenesis; Paleoclimate; Groundwater.

Sumário

1.	Introdução e Justificativa.....	1
2.	Objetivos.....	2
3.	Localização da área de estudo	2
4.	Materiais e métodos	3
4.1	Revisão bibliográfica	3
4.2	Trabalhos de campo	4
4.3	Petrografia macro- e microscópica	4
4.4	Microscopia eletrônica de varredura.....	5
4.5	Especroscopia Confocal Raman	5
5.	Silcretes: revisão conceitual	6
5.1	Fases diagenéticas de sílica.....	6
5.2	Sistemas de classificação	7
5.3	Composição química de silcretes	10
5.4	Gênese de silcretes	10
6.	Contexto geológico regional.....	18
7.	Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana.....	19
7.1	Grupo Mata da Corda.....	20
7.2	Grupo Urucuia.....	21
8.	Resultados.....	23
8.1	Análise de fáries	23
8.2	Análise microscópica	30
8.3	Microscopia eletrônica de varredura (MEV) com sistema de energia dispersiva (EDS)	
	32	
8.4	Especroscopia Confocal Raman	34
9.	Discussão	35
9.1	Classificação do silcrete de Santa Luzia	35
9.2	Sequência diagenética	37
9.3	Fontes de sílica.....	39
9.4	Mecanismos de transferência e precipitação de sílica	41
9.5	Modelo e idade de formação do silcrete de Santa Luzia.....	42
10.	Conclusões	45
11.	Referências bibliográficas.....	46

Lista de figuras

- Figura 1 - Mapa de localização. (A) Localização de Minas Gerais no Brasil (cinza claro) e da mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto do Paranaíba no oeste de Minas Gerais (cinza escuro). (B) Destaque para o município de Cascalho Rico (amarelo) e a localização aproximada do afloramento do estudo (círculo vermelho). (C) Imagem de satélite mostrando as cidades de Monte Carmelo, Estrela do Sul e o Distrito de Santa Luzia em Cascalho Rico. O círculo vermelho indica a localização do afloramento em estudo. (D) Vias de acesso não pavimentadas (amarelo pontilhado) para o afloramento em estudo a partir da MG-223. 3
- Figura 2 - Exemplos de fases minerais de sílica em silcrete proveniente do Vale do Rio Nahe, Alemanha. (A) Porosidade completamente preenchida por quartzo macrocristalino (seta amarela), calcedônia (seta vermelha) e quartzo microcristalino não-fibroso (seta azul). (B) Detalhe da calcedônia fibro-radial (seta vermelha em A). (C) Detalhe de zona com quartzo microcristalino não-fibroso. 7
- Figura 3 - Exemplos de silcretes sustentados pelos grãos. (A) Silcrete sustentado pelos grãos com crescimentos opticamente contínuos em grãos de quartzo esqueléticos bem arredondados. Os crescimentos excessivos são claramente demarcados por revestimentos de óxido de ferro nos grãos de quartzo originais. Os revestimentos nas faces euédricas dentro dos crescimentos excessivos (seta) identificam fases sucessivas de desenvolvimento do crescimento excessivo. A barra de escala é 0,25 mm. Polarizadores cruzados (SUMMERFIELD, 1983c). (B) Fotomicrografia (luz polarizada) da amostra de silcrete grão sustentado, com quartzo detritico (1), quartzo criptocristalino (2), quartzo microcristalino (3) e vazios (4). (C) Imagem de elétrons secundários da amostra de silcrete com quartzo detritico (1), quartzo criptocristalino (2), quartzo microcristalino (3) e vazios (4) (ALEXANDRE *et al.*, 2004). 9
- Figura 4 - Classificação genética de silcretes. 12
- Figura 5 - Silcrete quartzítico. A) Fotomicrografia de silcrete quartzítico composto por grãos de quartzo cimentados com crescimentos secundários sintático; a seta está apontada para a linha de poeira (“*dust line*”). B) Imagens de MEV mostrando o crescimento secundário sintático de quartzo bem desenvolvido. C) Fotomicrografia de silcrete quartzítico composto por grão de quartzo detritico cimentado por franja de quartzo microcristalino em formato de drusa. D) Igual a C), mas com maior ampliação; observe o zoneamento do cimento de crescimento sintático. E) Imagens de MEV de silcrete quartzítico cimentado com calcita microcristalina em formato de drusa; observe os poros intergranulares. F) O mesmo que E), mas com ampliação maior. G) Fotomicrografia de cimento de quartzo microcristalino em formato de drusa; observe o zoneamento dos cristais de quartzo. H) Fotomicrografia de silcrete quartzítico; grãos de quartzo detriticos cobertos por excessivo crescimento de cimento de quartzo microcristalino em formato de mosaico. 14
- Figura 6 - Mapa de localização das bacias Bauru, Sanfranciscana, Parecis, Parnaíba e da Província ígnea do Alto do Paranaíba (PIAP)/Soerguimento do Alto Paranaíba. 19
- Figura 7 - Carta cronoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana. 20
- Figura 8 - Fotografia do afloramento do estudo. (A) Visão panorâmica do afloramento em estudo. Orientação: NE-SW. (B) Visão panorâmica do afloramento em estudo. As linhas indicam o contato entre as litofácies. Orientação: NE-SW. (C) Seção colunar simplificada. . 24
- Figura 9 - Afloramento em estudo nas proximidades de Santa Luzia. (A) Frente de lavra mostrando os quartzoarenitos friáveis da Formão Três Barras (base), silcrete (porção intermediária) e rochas vulcânicas da Formação Patos (topo). (B) Quartzoarenitos friáveis da Formação Três Barras com estratificação cruzada plana. 25

Figura 10 - Feições macroscópicas do silcrete de Santa Luzia. (A) e (B) Contato irregular entre silcrete (base) e rochas vulcânicas da Formação Patos intensamente intemperizadas. (C) Contatos irregulares entre silcrete (coloração esbranquiçada) e arenito friável da Formação Três Barras (coloração amarelada). (D) Detalhe da estratificação cruzada reliquiar preservada no silcrete. (E) Feições de branqueamento (<i>bleaching</i>) no silcrete. (F) Nódulo elíptico com 3 cm de diâmetro.....	26
Figura 11 - Derrames de lava sobrepostos ao silcrete. (A) Contato entre silcrete e rochas vulcânicas da Formação Patos. (B) Contato entre lavas com disjunção tabular e basalto maciço. (C) Lavas com disjunção tabular incipiente. (D) Detalhe do derrame basal cortado por vénulas esbranquiçadas dispostas de maneira caótica, formando estrutura <i>stockwork</i> . (E) Detalhe de lava com textura afanítica com vesículas. (F) Amostra de mão representativa do basalto maciço.	28
Figura 12 - Fotomicrografias em polarizadores cruzados e descruzados da mineralogia, texturas e estruturas do silcrete de Santa Luzia. (A) e (B) Trama geral do silcrete, com grãos de quartzo detritico (arcabouço) recobertos por sobrecrescimentos secundários por diferentes fases de sílica. (C) e (D) Arcabouço do silcrete com destaque para litoclastos de quartzito com textura granoblástica (seta amarela). (E) e (F) Sobrecrescimentos de opala amorfa a criptocristalina em grãos de quartzo do arcabouço. (G) e (H) Sobrecrescimento de opala com hábito botrioidal e criptocristalina (seta amarela) sobre grãos de quartzo do arcabouço. (I) e (J) Sobrecrescimentos contínuos de calcedônia fibriforme sobre grãos de quartzo do arcabouço. (K) e (L) Sobrecrescimentos contínuos de calcedônia fibriforme sobre grãos de quartzo do arcabouço e microquartzo preenchendo porosidade remanescente. (M) e (N) Esférulas de opala criptocristalina preenchendo porosidade. (O) Grão de quartzo com reentrâncias.	30
Figura 13 - Feições indicativas de dissolução dos grãos. (A) Grãos com bordas corroídas (setas amarelas). (B) Grãos com reentrâncias (setas vermelhas). (C) Grão totalmente corroído (seta branca).....	32
Figura 14 - Mapas compostionais de diferentes amostras de silcretes gerados com MEV/EDS. (A) Mapas compostionais da amostra PG-02 mostrando os limites dos grãos de quartzo detritico do arcabouço claramente evidenciados pelas franjas contínuas de anatásio. Note que os poros (em preto) são parcialmente preenchidos por calcedônia, óxido-hidróxido de ferro, óxido de alumínio e anatásio. (B) Mapas compostionais destacando o arredondamento dos grãos de quartzo do arcabouço, espessos sobrecrescimentos de calcedônia, microquartz e óxido-hidróxido de ferro. (C) Mapas compostionais da amostra BU-05 destacando a intercalação entre franjas de óxido de alumínio recobrindo grãos de quartzo, seguidas de sobrecrescimento de calcedônia e posterior franja de óxido de alumínio preenchendo a porosidade.	33
Figura 15 - Gráficos das análises com espectroscopia Raman da lâmina BU-01. (A) Imagem da localização dos pontos analisados. (B) Espectro Raman do ponto 1 com os valores dos picos e suas respectivas interpretações mineralógicas. (C) Espectro Raman do ponto 10 com os valores dos picos e suas respectivas interpretações mineralógicas. Qtz: quartzo, Mog: moganita, C: calcedônia.....	35
Figura 16 - Imagem demonstrando as etapas do modelo genético. (A) Deposição dos sedimentos e formação do arenito. (B) Dissolução parcial e total dos grãos de quartzo e precipitação das cutículas de anatásio e/ou oxi-hidróxido de alumínio. (C) Formação da primeira geração de crescimentos secundários de calcedônia fibro-radial ao redor dos grãos detriticos. (D) Formação de cutículas de oxi-hidróxido de alumínio recobrindo a primeira geração dos crescimentos secundários. (E) Precipitação da segunda geração de crescimentos secundários de calcedônia	

fibro-radial envolvendo as fases anteriores. (F) Preenchimento da porosidade por microquartzo e calcedônia fibro-radial e precipitação oxi-hidróxido de ferro nas porosidades não preenchidas.	37
Figura 17 - Fases diagenéticas identificadas no silcrete de Santa Luzia a partir de observações em microscópio petrográfico e eletrônico de varredura.....	39
Figura 18 - Modelo esquemático evolutivo do silcrete de Santa Luzia. As imagens A, E e F demostram a visão macroscópica/ afloramento e as imagens B, C e D representam a microscopia. (A) Dunas éolicas e interduna úmida representando a deposição do arenito (tracejado azul indica a variação do nível do lençol freático). (B) Grãos sedimentares envoltos por película de óxido de ferro (linhas vermelhas) e a porosidade preenchida por água (azul) indicando a saturação de água. Litoclastos ígneos e metamórficos são representados com coloração avermelhada/amarronzada e bandados, respectivamente. (C) A ausência da película de óxido de ferro é indicativa do processo de branqueamento (“ <i>bleaching</i> ”) e a corrosão dos grãos (porções em marrom) e o intemperismo dos litoclastos são responsáveis pela liberação dos elementos. (D) Sequência diagenética mostrando a formação do silcrete. Os litoclastos foram retirados para melhor representação das fases autigênicas. (E) Relação entre a rocha hospedeira (arenito) e o silcrete. (F) Configuração final do afloramento de Santa Luzia. Si: sílica. Fe: ferro. Al: alumínio. Ti: titânio.....	43

Lista de tabelas

Tabela 1 - Principais diferenças entre os silcretes pedogênicos e não-pedogênicos.....	16
Tabela 2 - Litofácies sedimentares e vulcânicas e suas principais estruturas e processos deposicionais/geradores.	29

Lista de abreviaturas

- Al: Alumínio
Ant: Anatásio
Aug: Augita
Cdn: Calcedônia
Cb: Calcedônia botrioidal
EDS: Espectroscopia por dispersão de elétrons
Fe: Ferro
Km: quilômetro
Mqtz: Microquartzo
MEV: Microscópio eletrônico de varredura
Mog: Moganita
O: Oxigênio
P: Poros
Pb: Chumbo
Pl: Plagioclásio
Qtz: Quartzo
Si: Sílica
Ti: Titânio
 TiO_2 : Anatásio
U: Urânio

1. Introdução e Justificativa

O termo duricrosta designa litologias formadas por diagênese continental em superfície e/ou subsuperfície, nas zonas freática e vadosa de depósitos sedimentares (KHALAF, 1988). Lamplugh (1902) identificou três categorias de duricrustas com base em composição química: calcrete, ferricrete e silcrete. A definição de silcrete varia entre autores de diferentes formas, mas geralmente descreve materiais (rochas, regolitos ou sedimentos inconsolidados) que sofreram silicificação diagenética em baixas temperaturas, gerando cimentos de sílica sob formas como microquartzo, sílica criptocristalina, calcedônia e opala. Esses litotipos são comuns em regiões áridas e semiáridas (e.g., África, Austrália e Novo México) e em áreas úmidas (e.g., África do Sul, sul da Inglaterra e costa da Austrália (SUMMERFIELD, 1983c).

A compreensão dos processos formadores, da idade e da classificação de silcretes é fundamental para a interpretação dos contextos geológicos, pedológicos, geomorfológicos, paleoambientais e paleoclimáticos da região onde são identificados tais litotipos (ULLYOTT; NASH, 2016). As primeiras classificações de silcretes basearam-se em características genéticas (GOUDIE, 1973), macroscópicas (SMALE, 1973) e mineralógicas (WOPFNER, 1978). Summerfield (1983a) propôs uma categorização micromorfológica, aplicável também a calcretes e ferricretes. Posteriormente, classificações genéticas dividiram silcretes em pedogênicos e não-pedogênicos, estes subdivididos em associados a águas subterrâneas, drenagens e lagos (THIRY, 1999).

No município de Cascalho Rico (mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, MG), afloram rochas que compõem uma interação vulcâno-sedimentar formada por arenitos eólicos altamente silicificados e endurecidos da Formação Três Barras e rochas vulcânicas intensamente intemperizadas da Formação Patos (Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana). O perfil local inclui, da base para o topo: (i) rochas sedimentares; (ii) rochas intensamente silicificadas; (iii) rochas vulcânicas intemperizadas; e (iv) solo superficial. Essas rochas intensamente silicificadas apresentam características mineralógicas e morfológicas distintas dos arenitos e até o momento não foram investigadas em detalhe.

A classificação deste litotipo em conjunto com as interpretações paleoambientais da sua gênese são excelentes ferramentas para melhor compreensão dos mecanismos atuantes no período de formação da rocha e contribuem para a história geológica da Bacia Sanfranciscana. Tal seção ainda carece de estudos geológicos detalhados tais como: descrições de campo,

petrografia microscópica, geoquímica, caracterização litológica e uma hipótese para a gênese da silicificação. Com base em uma abordagem multi-indicadores, este trabalho de conclusão de curso visa sanar essa lacuna e apresentar um modelo genético para a formação destes silcretes.

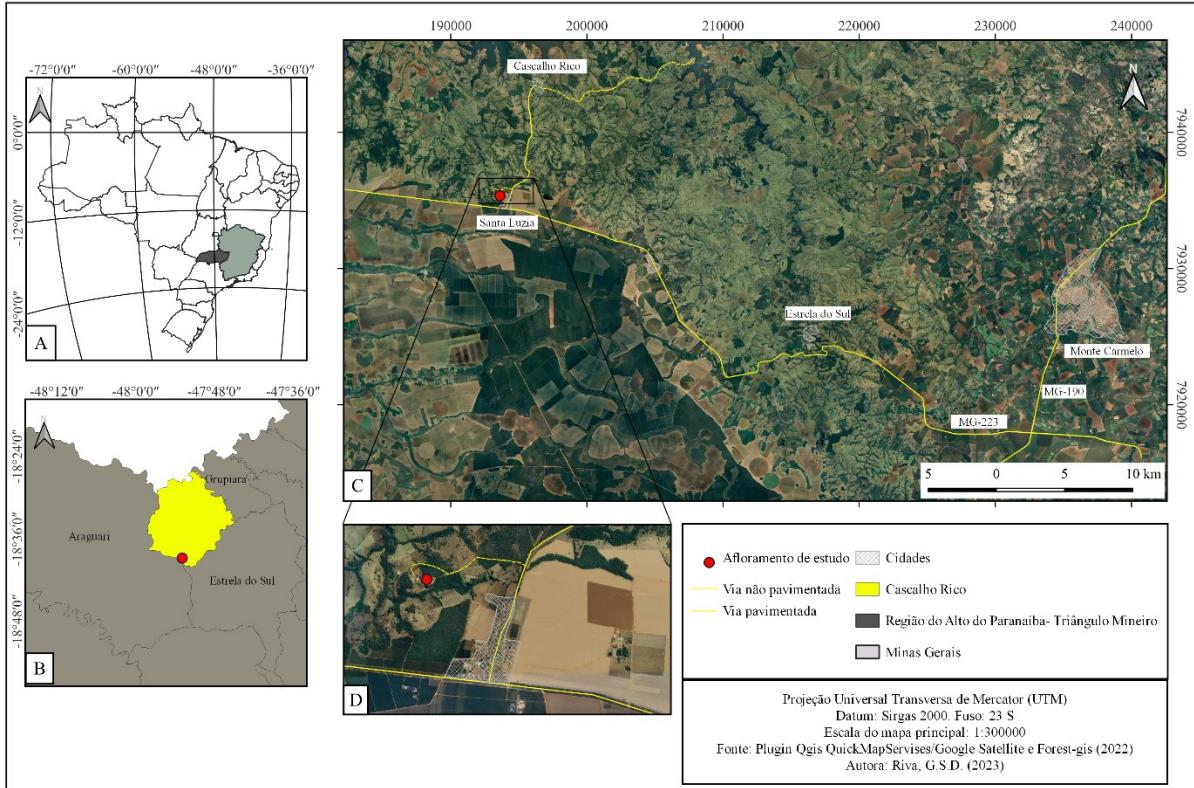
2. Objetivos

Este Trabalho de Conclusão de Curso tem como objetivo geral caracterizar os aspectos texturais, mineralógicos e geoquímicos de silcretes associados a arenitos eólicos da Formação Três Barras, localizados no distrito de Santa Luzia (Cascalho Rico, MG). Como objetivos principais, propõe-se a elaboração de um modelo genético-evolutivo para esses silcretes, englobando as possíveis fontes de sílica, mecanismo de precipitação e a determinação de sua idade com base nas relações estratigráficas, integrando dados de campo, análises petrográficas e resultados semiquantitativos e qualitativos de química mineral.

3. Localização da área de estudo

A área de estudo ($18^{\circ}38'52"S$ $47^{\circ}54'28"W$) está situada no município de Cascalho Rico, mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba (Figura 1), a cerca de 560 km da capital Belo Horizonte, no estado de Minas Gerais. O acesso ao local, partindo de Monte Carmelo, é feito pelas rodovias MG-190, MG-223 e AMG-1810 até o distrito de Santa Luzia. A partir deste ponto, é necessário utilizar estradas não pavimentadas para alcançar o afloramento principal.

Figura 1 - Mapa de localização. (A) Localização de Minas Gerais no Brasil (cinza claro) e da mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto do Paranaíba no oeste de Minas Gerais (cinza escuro). (B) Destaque para o município de Cascalho Rico (amarelo) e a localização aproximada do afloramento do estudo (círculo vermelho). (C) Imagem de satélite mostrando as cidades de Monte Carmelo, Estrela do Sul e o Distrito de Santa Luzia em Cascalho Rico. O círculo vermelho indica a localização do afloramento em estudo. (D) Vias de acesso não pavimentadas (amarelo pontilhado) para o afloramento em estudo a partir da MG-223.



Fonte: A autora.

4. Materiais e métodos

4.1 Revisão bibliográfica

A etapa de pesquisa bibliográfica envolveu o levantamento da literatura sobre os temas centrais ao estudo, como aspectos estruturais, petrográficos, geoquímicos e genéticos de silcretes, além da evolução tectono-sedimentar da Bacia Sanfranciscana, seguida da análise crítica dos materiais consultados. Priorizaram-se os estudos dedicados às análises estratigráficas, sedimentológicas e petrológicas das formações Três Barras (Grupo Urucuia) e Patos (Grupo Mata da Corda).

4.2 Trabalhos de campo

A etapa de trabalho de campo foi realizada em três dias e abrangeu a coleta de dados sobre as rochas intensamente silicificadas, rochas vulcânicas e sedimentares associadas. A área de estudo está situada em uma cava de extração de blocos para construção civil, localizada no distrito de Santa Luzia, município de Cascalho Rico (MG) (Figura 1). Inicialmente, realizou-se o levantamento de uma seção colunar em escala vertical 1:50. As rochas sedimentares foram analisadas com base em análise de fácies, visando reunir diferentes grupos de fácies lateral e verticalmente contíguas e relacioná-las do ponto de vista dos processos geradores. As fácies sedimentares foram inicialmente descritas macroscopicamente em campo, com ênfase na identificação de características diagnósticas, como: geometria do depósito, estruturas, organização interna, mineralogia e textura dos grãos. Para essa etapa, adotou-se a nomenclatura de fácies proposta por Miall (1996), que utiliza siglas compostas por até três letras (a primeira maiúscula, indicando a litologia, e as demais referentes a estruturas sedimentares).

As rochas vulcânicas foram caracterizadas seguindo os critérios de Jerram e Petford (2014) e o roteiro de Matté (2022), com foco nos seguintes aspectos: cor e grau de alteração intempérica, índice de cor, grau de cristalinidade, granulação, trama textural, características geométricas e hábito dos cristais, homogeneidade da amostra e identificação da mineralogia, quando possível.

4.3 Petrografia macro- e microscópica

As amostras coletadas em campo passaram por descrição macroscópica utilizando um estereomicroscópio trinocular (modelo Lumen) situado no Laboratório de Paleontologia Estratigráfica (LAPE) do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia. Foram selecionadas 11 amostras de rochas altamente silicificadas para preparação de lâminas delgadas. A confecção das lâminas foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (UNESP, Campus Rio Claro). Adicionalmente, foram incorporadas ao estudo lâminas delgadas previamente existentes na coleção do LAPE. Para a descrição microscópica do silcrete, serão adotadas as classificações de Summerfield (1983a, c) e Smale (1973).

4.4 Microscopia eletrônica de varredura

A etapa de microscopia eletrônica de varredura teve como objetivo identificar características texturais e a composição mineralógica dos litotipos estudados. As análises foram conduzidas em um microscópio eletrônico de varredura Tescan VEGA 3 LMU, equipado com um detector *Energy Dispersive X-ray Spectrometer* (EDS) para obtenção de dados semi-quantitativo e qualitativo, localizado no Laboratório de Caracterização de Materiais da Universidade Federal de Uberlândia (Campus Santa Mônica). Foram analisadas seis amostras intensamente silicificadas: BU-02, BU-06, PG-10, PG-11D e PG-16. Os resultados incluíram 51 imagens de MEV, 43 diagramas compositionais e 17 mapas de composição química. As condições analíticas foram padronizadas da seguinte forma: *accelerating voltage* (20.00kV), *energy range* (20keV), *energy per channel* (10.0eV) com ampliação variando de 40x, 100x, 200x e 400x.

4.5 Espectroscopia Confocal Raman

A espectroscopia Raman baseia-se na detecção da energia eletromagnética espalhada após a emissão de fôtons em um material, permitindo identificar sua estrutura química (RODRIGUES; GALZERANI, 2012). Neste estudo, esta técnica foi aplicada para caracterizar polimorfos de sílica em 28 pontos amostrais. Utilizou-se um espectrômetro LabRAM HR Evolution (HORIBA), instalado no Laboratório Multusuário do Instituto de Física na Universidade Federal de Uberlândia (Campus Santa Mônica), com o *software* LabSpec 6 Spectroscopy Suite (HORIBA Scientific) para controle das análises. A plotagem dos espectros foi realizada no *software* Origin 2024 (<https://www.originlab.com/>). Todas as análises foram realizadas com as mesmas características, sendo elas: laser 532nm = 50mW (medida com powermeter: 78mW), 10 segundos por janela de aquisição, 4 repetições por janela, filtro de potência de 25%, 400 de abertura para entrada de luz, objetiva de x100Vis e grade de difração de 600 gr/mm.

5. Silcretes: revisão conceitual

Assim como outras litologias, os silcretes possuem definições variadas, que evoluíram ao longo das pesquisas em geociências. A seguir, apresenta-se uma breve revisão conceitual sobre a evolução terminológica, classificações, mineralogia, texturas, modos de ocorrência, assinaturas geoquímicas e modelos genéticos desses litotipos.

O termo silcrete foi introduzido na literatura geológica por George William Lamplugh (1902) para descrever “*sporadic masses in loose material of the 'grey wether' type, indurated by a siliceous cement*”. Em termos técnicos, refere-se a sedimentos, solos e rochas intemperizadas endurecidas devido ao processo de cimentação por sílica (LAMPLUGH, 1902). Em uma perspectiva mais ampla, os silcretes são classificados como *duricrusts* (crostas duras), análogos aos calcretes, dolocretes e ferricretes (LAMPLUGH, 1902). Summerfield (1983c) classifica silcrete como um material enrijecido por silicificação próximo à superfície, formado pela cimentação e/ou substituição da rocha mãe, depósitos intemperizados ou sedimentos inconsolidados, mediado por processos físico-químicos em baixas temperaturas. Milnes e Thiry (1992) complementam que sua gênese envolve a cimentação de materiais inconsolidados (sedimentos, saprolitos e solos) por fases de sílica autigênicas, como opala, quartzo criptocristalino ou microquartzo.

Tradicionalmente associados a climas áridos e semiáridos (e.g., sul da África – SUMMERFIELD, 1983a, b; Austrália – THIRY; MILNES, 1991; LEE; GILKES, 2005), estudos posteriores demonstraram que silcretes podem se formar em diversos ambientes, dependendo do clima e do pH vigente durante sua formação. Exceções notáveis incluem silcretes biogênicos em Botswana (SHAW; COOKE; PERRY, 1990) e duripás na África do Sul (ELLIS; SCHLOMS, 1982) e América do Norte (DUBROEUCQ; THIRY, 1994). Contudo, a maioria dos silcretes são considerados feições reliquias.

5.1 Fases diagenéticas de sílica

Os principais minerais de sílica constituintes dos silcretes vêm sendo analisados por meio de microscopia óptica, eletrônica de varredura, difratometria de raios X e química de rocha total. Por apresentarem micromorfologias associadas tanto a rochas sedimentares quanto a solos, as descrições petrográficas desses litotipos frequentemente combinam terminologias sedimentológicas e pedogenéticas.

As terminologias empregadas para as fases de sílica em silcretes incluem: (i) megaquartzo (cristais com dimensões superiores a 20 µm); (ii) microquartzo (cristais menores que 20 µm, exibindo extinção *pin-point*); (iii) calcedônia de alongamento negativo - *calcedonita* (fibrosa com vibração épsilon perpendicular ao longo do eixo das fibras); (iv) calcedônia de alongamento positivo - *quartzina* (fibrosa com vibração épsilon paralela ao longo do eixo das fibras); (v) calcedônia de alongamento positivo - *lutecite* (fibrosa com estrutura *chevron* e vibração épsilon com inclinação de 30° ao longo do eixo das fibras); (vi) sílica criptocristalina (cristais de quartzo identificados por difração de raios X); (vii) opala (identificado por difratometria de raios X, microscopicamente amorfo e grosseiramente cristalino) (SUMMERFIELD, 1983a). Exemplos representativos dessas fases minerais são ilustrados na Figura 2.

Figura 2 - Exemplos de fases minerais de sílica em silcrete proveniente do Vale do Rio Nahe, Alemanha. (A) Porosidade completamente preenchida por quartzo macrocristalino (seta amarela), calcedônia (seta vermelha) e quartzo microcristalino não-fibroso (seta azul). (B) Detalhe da calcedônia fibro-radial (seta vermelha em A). (C) Detalhe de zona com quartzo microcristalino não-fibroso.



Fonte: Retirado de Del Carmen Gutiérrez-Castorena e Effland (2010).

5.2 Sistemas de classificação

Os sistemas de classificação de silcretes são baseados em diferentes características, como os processos envolvidos em sua gênese, a morfologia e a mineralogia. Goudie (1973) desenvolveu o primeiro sistema de classificação, fundamentado nos mecanismos genéticos, e propôs seis tipos de crostas duras: (i) Fluvial, formados por deposições em canais ou transformações minerais associadas a eventos de inundação; (ii) Lacustre, relacionados a ambientes marginais de lagos; (iii) *In situ*, originados pela lixiviação de elementos móveis e

subsequente acumulação de elementos menos móveis; (iv) Capilaridade ou flutuação do lençol freático, associados a processos de evaporação, (v) Pedogenéticos, subdivididos em: formados por precipitação próximo à superfície, controlada pela acidez e salinidade do fluido (por ascensão) e formados por processos de lixiviação (descensão); (vi) Detritico, vinculado à remobilização e recimentação de fragmentos.

Com base em observações de campo e microscópicas de silcretes no sul da África e na Austrália, Smale (1973) propôs cinco tipos principais: (i) “Terrazzo”, composto por ~60% de quartzo imerso em matriz opalina ou criptocristalina com alto teor em titânio, este litotipo apresenta fratura conchoidal e estruturas coloformes; (ii) Conglomerático, composto por seixos do tipo “Terrazzo”, compondo uma trama conglomerática, imersos em matriz rica em sílica; (iii) Albertinia, este litotipo dificilmente apresenta grãos de quartzo detritico e é composto em quase sua totalidade por material do tipo “Terrazzo”; (iv) Opalino maciço, de granulação fina, constituído por calcedônia, opala ou sílica criptocristalina, sem material detritico; e (v) Quartzítico, composto por crescimentos secundários contínuos sobre grãos de quartzo.

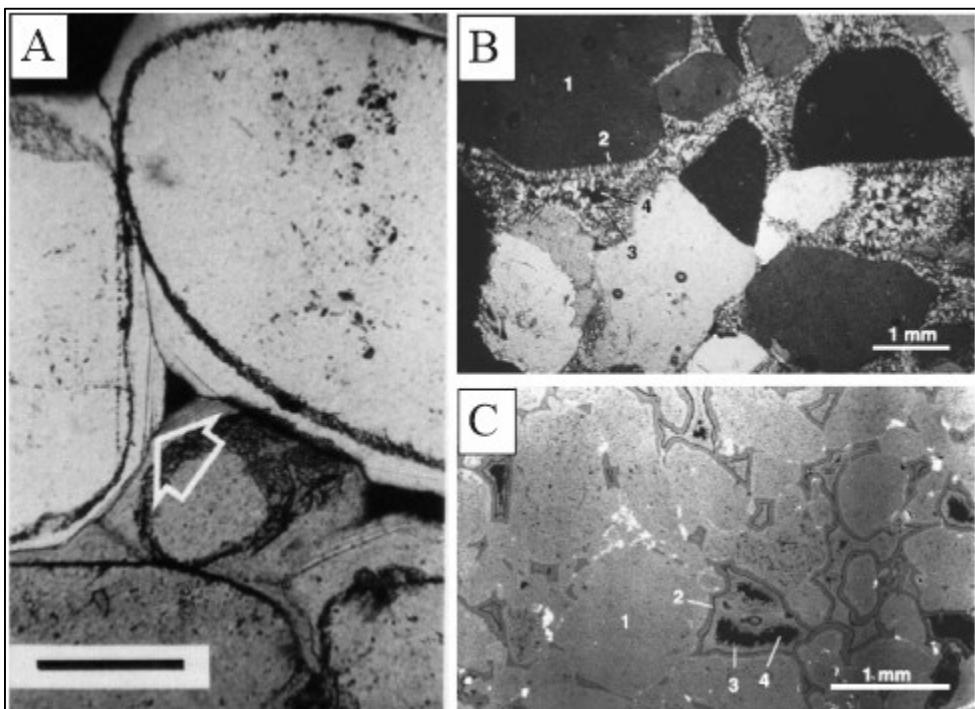
Posteriormente, Wopfner (1978, 1983) classificou os silcretes em três grupos com base na mineralogia e na morfologia dos cimentos. O Grupo 1 é constituído por cimento de quartzo cristalino, associado a sobrecrescimentos opticamente contínuos com hábito blocoso e almofadado. A textura da rocha parental é parcialmente preservada, dependendo do tipo de cimento e hábito. O Grupo 2 caracteriza-se por cimento de quartzo criptocristalino, exibindo hábitos colunares, almofadados e botrioidais. A textura primária não é preservada. Já o Grupo 3 apresenta cimento de sílica amorfa, marcado por estrutura brechada e por preenchimento. Há preservação da textura da rocha hospedeira.

Summerfield (1983a, c) categorizou silcretes do sul da África em quatro tipos com base em texturas e estruturas: (i) Sustentado pelos Grãos (SG), formado por grãos de quartzo esqueletais em contato, com cimento de calcedônia ou microquartzo; (ii) Flutuante (F), com grãos esqueletais dispersos em matriz silicosa; (iii) Matriz (M), formado por menos de 5% de grãos esqueletais; e (iv) Conglomerático (C), contendo fragmentos de silcrete do tamanho de seixo. As categorias flutuante e matriz são subdivididas em maciços (com ausência de glébula) e glebular (com presença de glébula). O termo glébula refere-se a estruturas concretionárias ou nodulares com composição distinta da rocha hospedeira, caracterizadas por altos teores de elementos como titânio ou ferro. Esses nódulos exibem cores mais escuras devido à presença de anatásio ou óxidos de ferro (SUMMERFIELD, 1983a, d).

A nomenclatura sustentada pelos grãos (SG), proposta por Summerfield (1983a, c), designa rochas clasto-sustentadas compostas por grãos de quartzo e cimento (calcedônia ou microquartzo), que formam crescimentos secundários contínuos ou preenchendo os poros, resultando em baixa porosidade. Esses crescimentos secundários contínuos são facilmente identificados quando o óxido de ferro recobre o grão detritico, tornando a transição entre o grão e o crescimento secundário mais evidente. Além disso, é comum observar múltiplas gerações de crescimento secundário, delimitadas por finas linhas, que indicam interrupções nas taxas de precipitação de sílica durante sua formação (SUMMERFIELD, 1983a, c) (Figura 3A).

Após alguns anos, na tentativa de classificar os silcretes com base em sua gênese e fundamentando-se em feições micromorfológicas, Milnes e Thiry (1992) propuseram a seguinte subdivisão: silcretes pedogênicos (ou complexos) e silcretes de água subterrânea (ou simples). Posteriormente, Thiry (1999) ampliou essa classificação, incluindo os silcretes associados à ambientes evaporíticos.

Figura 3 - Exemplos de silcretes sustentados pelos grãos. (A) Silcrete sustentado pelos grãos com crescimentos opticamente contínuos em grãos de quartzo esqueléticos bem arredondados. Os crescimentos excessivos são claramente demarcados por revestimentos de óxido de ferro nos grãos de quartzo originais. Os revestimentos nas faces euédricas dentro dos crescimentos excessivos (seta) identificam fases sucessivas de desenvolvimento do crescimento excessivo. A barra de escala é 0,25 mm. Polarizadores cruzados (SUMMERFIELD, 1983c). (B) Fotomicrografia (luz polarizada) da amostra de silcrete grão sustentado, com quartzo detritico (1), quartzo criptocristalino (2), quartzo microcristalino (3) e vazios (4). (C) Imagem de elétrons secundários da amostra de silcrete com quartzo detritico (1), quartzo criptocristalino (2), quartzo microcristalino (3) e vazios (4) (ALEXANDRE *et al.*, 2004).



Fonte: Summerfield (1983c); Alexandre *et al.*, (2004).

5.3 Composição química de silcretes

A composição química dos silcretes está diretamente relacionada à sua mineralogia, com os principais componentes diagenéticos sendo as diversas fases de sílica, anatásio e zircão. Em menores proporções, podem ocorrer oxi-hidróxidos de ferro e alumínio. As variações geoquímicas entre os diferentes tipos de silcretes não apresentam claras conexões, mas supõe-se que estejam relacionadas a diferenças mineralógicas decorrentes de mudanças geoquímicas do material parental e do ambiente durante a precipitação do cimento (TAYLOR; EGGLETON, 2017). Tais variações são influenciadas pela composição química, concentração das soluções, pH, salinidade, temperatura da água de subsuperfície, tamanhos de poros do material hospedeiro e pela presença de microbiota (TAYLOR; EGGLETON, 2017).

De acordo com Summerfield (1983a), os silcretes são formados por processos diagenéticos e compostos por mais de 85% de SiO₂ em peso, com alguns exemplares ultrapassando 95% de SiO₂ (TAYLOR; EGGLETON, 2017). Outros constituintes como Al₂O₃, Fe₂O₃ e TiO₂ ocorrem em proporções menores, correspondendo a <1%, 1% e entre 0,1 e 3% em peso, respectivamente. Uma rara exceção são os ‘silcretes vermelhos’ de Monaro, no leste da Austrália, cujo teor de Fe₂O₃ pode atingir até 5% (TAYLOR; EGGLETON, 2017).

5.4 Gênese de silcretes

Até meados da década de 1980, os silcretes eram considerados formados exclusivamente em ambientes áridos a semiáridos. Contudo, estudos sobre silcretes cenozoicos na Austrália e sul da África demonstraram que sua formação também ocorre em condições úmidas. Essa interpretação baseou-se em análises petrográficas e geoquímicas, que revelaram diferenças marcantes entre os dois tipos (SUMMERFIELD, 1983a).

O processo de formação de silcretes depende de três fatores principais relacionados à sílica: fonte, transporte e deposição (NASH; ULLYOT, 2007). As principais fontes de sílica incluem a dissolução de minerais (silicatos e aluminossilicatos) durante o intemperismo químico em condições de pH ácido, além de fontes orgânicas e abrasão eólica (MILNES; THIRY, 1992; NASH; ULLYOT, 2007; DIXON; MCLAREN, 2009).

Em relação à gênese, o sistema de classificação mais recente e amplamente difundido foi proposto por Nash e Ullyot (2007), baseando-se nas classificações de Milnes e Thiry (1992)

e Thiry (1999). A formação dos silcretes pode ser dividida em duas categorias principais: (i) silcretes pedogenéticos, formados por silicificação a partir de soluções coloidais provenientes do perfil de solo em que ocorrem associados; e (ii) silcretes não pedogenéticos, formados por processos relacionados a águas subterrâneas, lagos salinos, ambientes lacustres ou sistemas de drenagens. As características distintivas desses dois tipos são resumidas na Figura 4.

Os silcretes pedogenéticos estão comumente associados a ambientes geomorfológicos estáveis, embora ocorram também em áreas em evolução (THIRY, 1999), registrando hiatos e discordâncias no registro geológico (NASH; ULLYOTT, 2007). Suas principais características incluem: (i) desenvolvimento próximo à superfície; (ii) presença de apenas um horizonte silicificado; (iii) diferenciação entre base e topo do perfil, com polimorfos menos desenvolvidos na base e mais desenvolvidos no topo; (iv) ausência de preservação das estruturas sedimentares do material parental; (v) feições de iluviação, indicando infiltração de materiais superficiais no subsolo; (vi) evidências de dissolução de sílica ao longo do perfil; e (vii) são indicadores de mudanças climáticas, refletindo alternância entre períodos secos e úmidos (THIRY; 1999).

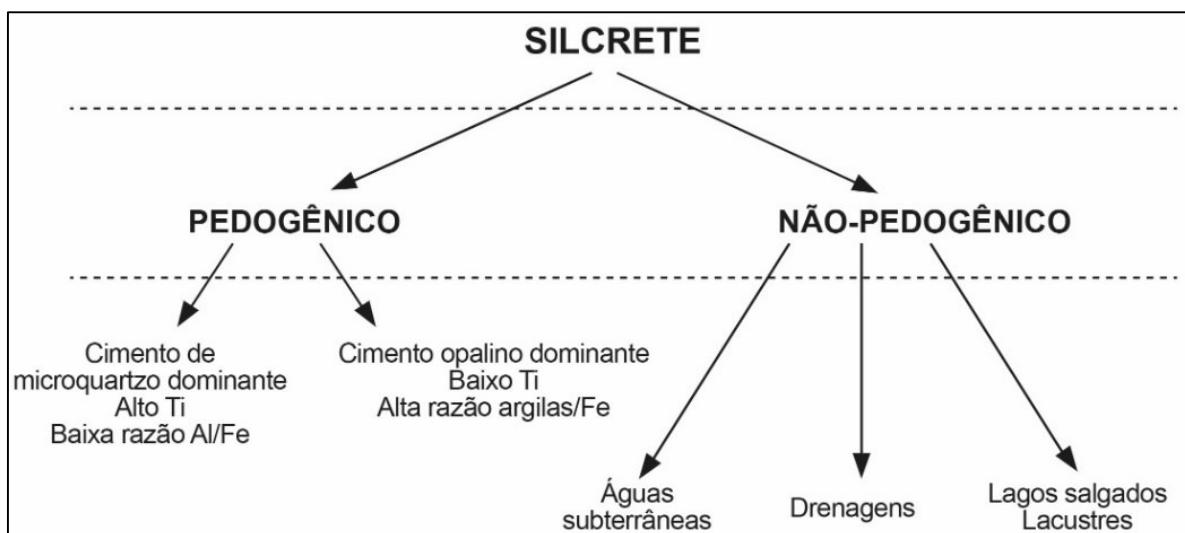
Os modelos propostos para silcretes pedogenéticos incluem modelos de ascensão vertical e modelos de iluviação. Os primeiros foram tradicionalmente utilizados para explicar a gênese dos silcretes (WOOLNOUGH, 1927; FRANKEL; KENT, 1938), mas Summerfield (1982, 1983a) levantou críticas sobre sua eficácia, questionando, por exemplo, a capacidade do transporte capilar em percorrer grandes distâncias e a viabilidade da precipitação de sílica por evaporação em profundidade. Já os modelos de iluviação fundamentam-se na premissa de que águas ricas em sílica percolam verticalmente pelo perfil de solo devido à ação gravitacional, precipitando diferentes fases de sílica à medida que sua capacidade de transporte diminui (THIRY; MILNES, 1991; SIMON-COINÇON *et al.*, 1996; THIRY *et al.*, 2006).

Os silcretes associados a águas subterrâneas possuem características divergentes das apresentadas para os de origem pedogenética. Estes silcretes são desenvolvidos em profundidades superiores (entre 5 e 100 metros) e tipicamente ocorrem em material arenoso. São maciços e ocorrem como sucessões lenticulares/ tabulares, indicando a variação do nível do lençol freático. A micromorfologia é simplificada em comparação com os silcretes pedogenéticos. Feições geopetais são incomuns e as estruturas sedimentares do material parental estão preservadas (ULLYOT *et al.*, 2004; ULLYOT; NASH, 2006). Os silcretes de águas subterrâneas podem estar associados a silcretes pedogenéticos de maneira sobrejacente (THIRY; BEN BRAHIM, 1997) ou subjacente (THIRY *et al.*, 1995). A silicificação do material ocorre como substituição da matriz ou preenchimento da porosidade (THIRY, 1999).

Os silcretes relacionados a drenagens são desenvolvidos próximos aos cursos de água que apresentam sazonalidade entre períodos secos e úmidos (MCCARTHY; ELLERY, 1995). Devido a pequena quantidade de exemplares atribuídos a este tipo, não há muitos modelos que expliquem sua gênese (NASH, ULLYOT, 2007). Por último, os silcretes desenvolvidos em ambiente lacustre são condicionados pela salinidade e mudanças no pH, podendo estar associado ao abastecimento por água superficial (SUMMERFIELD, 1982). Os modos de ocorrências mais usualmente encontrados são lentes, nódulos e morfologia irregular (NASH; ULLYOT, 2007).

Contudo, algumas características típicas dos silcretes pedogenéticos, como a presença de estruturas geopetais, altas concentrações de TiO_2 e o aumento do grau de cristalinidade ao longo do perfil, não são comuns nos silcretes não pedogenéticos, embora possam ocorrer (ULLYOT *et al.*, 2004; WEBB; GOLDING, 1998; NASH; ULLYOT, 2007). Portanto, a presença ou ausência de uma única feição isolada não deve ser empregada como indicador de gênese, devendo-se considerar o conjunto de características associadas e o contexto geológico.

Figura 4 - Classificação genética de silcretes.



Fonte: Nash e Ulyott (2007).

Summerfiled (1983a) categorizou silcretes em dois grupos com base em critérios petrográficos, geoquímicos, ambiente sedimentar de formação e mecanismos de mobilização e precipitação da sílica. Os “silcretes de perfil de alteração” são associados a perfis intensamente intemperizados e suas principais características são: alto teor de TiO_2 , com valores superiores a 2%; presença de estruturas coloformes, como laminação *cusp-like* e laminações geopetais; e presença de glébulas (concreções e nódulos). Estas características possuem interpretação

ambiental vinculada a climas úmidos e com pH ácido durante a formação do silcrete, permitindo alta mobilidade do titânio (SUMMERFIELD, 1983a). Os “silcretes não-associados a perfis de alteração” normalmente não possuem as características petrográficas e geoquímicas indicadas anteriormente. Pela não associação a perfis intensamente intemperizados, interpreta-se a ausência de intemperismo químico efetivo e regiões com pH elevado, indicando formação em ambiente com climas áridos a semiáridos (SUMMERFIELD, 1983a). Estes modelos são baseados nos valores de solubilidade da sílica em condições contrastantes de pH, pois a sílica aumenta a solubilidade em valores acima de 9 e abaixo de 6, tornando possível a formação de silcretes em diferentes ambientes.

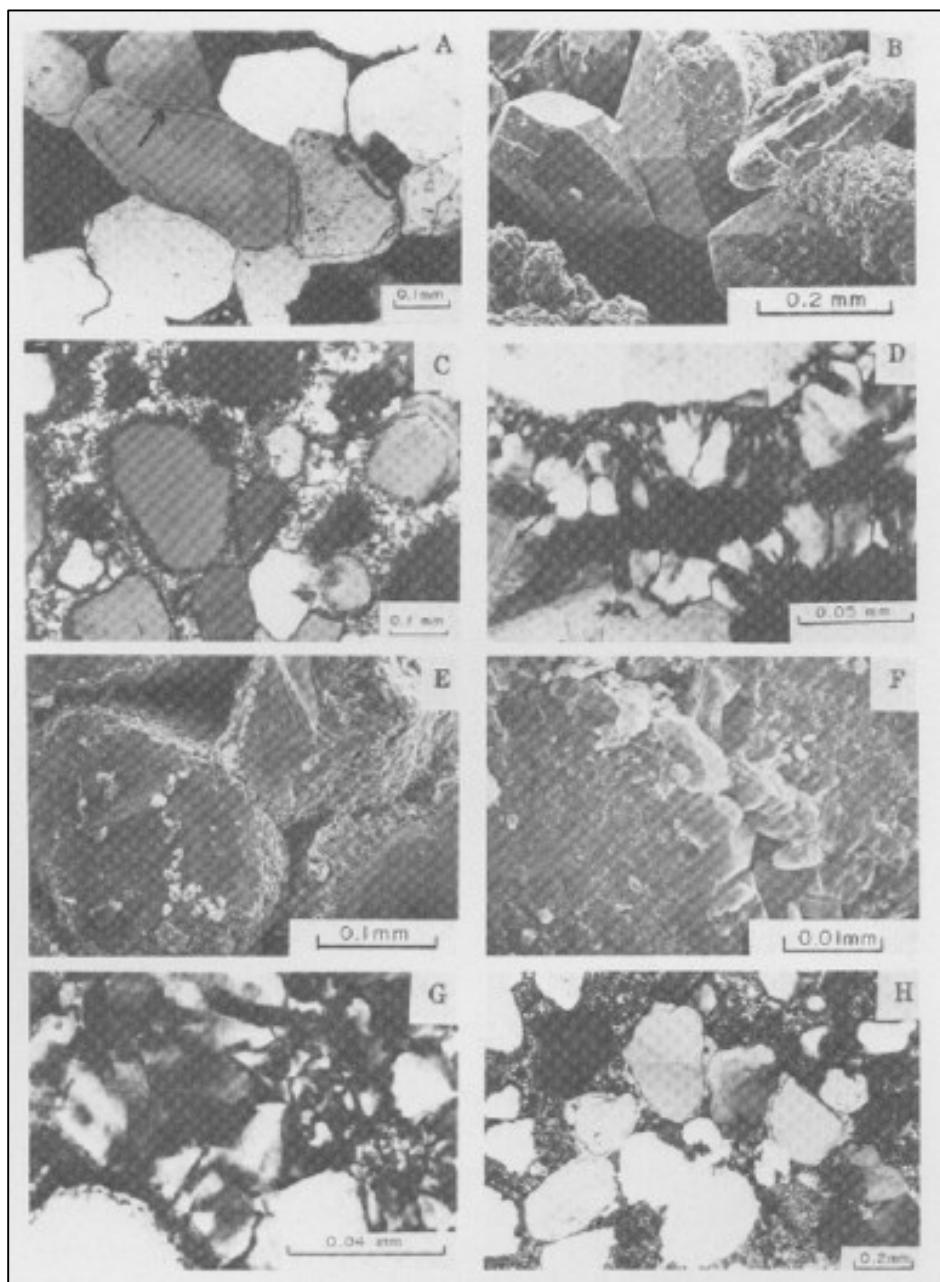
Adicionalmente a estas classificações, Thiry; Milnes (1991); Abdel-Wahab; Salem; McBride (1998); Webb; Golding (1998) propõem três prováveis gêneses pautados nos processos de geração dos silcretes, sendo eles, silcrete de águas subterrâneas, hidrotermal e pedogenético. O silcrete de águas subterrâneas é formado em ambientes com variações do nível da água e acentuadas taxas de evaporação. A lixiviação de rochas ricas em sílica (restando sílica e titânio) e posterior precipitação próxima da superfície são os principais mecanismos de formação destes silcretes. O silcrete hidrotermal possui gênese relacionada a ambiente altamente salino. E o silcrete pedogenético é associado a ambiente com variação climática (períodos úmidos e secos). O principal processo de formação é a lixiviação da sílica de porções superiores e respectiva precipitação em maiores profundidades.

Os silcretes da Bacia Lake Eyre na Austrália são interpretados como sendo formado por precipitação de águas profundas, constatação embasada na ausência de feições pedogenéticas. Estes são compostos por distintas fases de sílicas, entre elas, crescimentos secundários, quartzo criptocristalino e microcristalino (ALEXANDRE *et al.* 2004) (Figura 3B e C).

Silcretes identificados no Kuwait foram interpretados como silcretes quartzíticos por Khalaf (1988) e suas características petrográficas são semelhantes a um ortoquartzito com grãos detriticos e cimentado por sílica diagenética. Mineralogicamente são compostos principalmente por quartzo e em menor quantidade por chert e feldspato, além de dois tipos de cimento: crescimento secundário sintaxial com presença de “*dust line*” no limite entre o grão detritico e o crescimento secundário, esta linha é composta por pequenos espaços vazios. O quartzo microcristalino é subdivido em microcristalino com formato em drusa e microcristalino com formato em mosaico. Foram identificados dois estágios de silicificação, o primeiro foi responsável pela formação dos crescimentos secundários e do quartzo microcristalino. O segundo estágio de silicificação foi responsável pela formação da calcedônia fibrosa de

comprimento rápido, botrioidal e megaquartz preenchendo as cavidades pré-existentes (KHALAF, 1988) (Figura 5).

Figura 5 - Silcrete quartzítico. A) Fotomicrografia de silcrete quartzítico composto por grãos de quartzo cimentados com crescimentos secundários sintético; a seta está apontada para a linha de poeira (“dust line”). B) Imagens de MEV mostrando o crescimento secundário sintético de quartzo bem desenvolvido. C) Fotomicrografia de silcrete quartzítico composto por grão de quartzo detritico cimentado por franja de quartzo microcristalino em formato de drusa. D) Igual a C), mas com maior ampliação; observe o zoneamento do cimento de crescimento sintético. E) Imagens de MEV de silcrete quartzítico cimentado com calcita microcristalina em formato de drusa; observe os poros intergranulares. F) O mesmo que E), mas com ampliação maior. G) Fotomicrografia de cimento de quartzo microcristalino em formato de drusa; observe o zoneamento dos cristais de quartzo. H) Fotomicrografia de silcrete quartzítico; grãos de quartzo detriticos cobertos por excessivo crescimento de cimento de quartzo microcristalino em formato de mosaico.



Fonte: Retirado de Khalaf (1988).

No Brasil, Ribeiro (2000) estudou silcretes que ocorrem associados a calcretes na Formação Marília, Grupo Bauru, nas proximidades do município de Uberaba. Estes são classificados como do tipo maciço e *Albertittia* (*sensu* Smale, 1973) e as fases de sílica autigênica presente são: opala-CT, calcedônia (fibrosa e/ou radial), chert/ sílex e quartzo, esta sequência ocorre das bordas para o centro dos poros. A origem destes silcretes e calcretes é interpretada como sendo derivado das variações do nível freático, propiciando a formação em decorrência da evaporação. A fonte de sílica possui relação com a formação do calcrete, ocasionando a dissolução dos grãos siliciclásticos e proporcionando altos teores de SiO₂ nos fluidos.

Silcretes e calcretes são constantemente descritos na Formação Três Barras da Bacia Sanfranciscana (SGARBI, 1991; MESCOLOTTI, 2017). Os silcretes descritos por Sgarbi (1991) no oeste de Minas Gerais, próximos à borda oriental do Planalto da Mata da Corda, apresentam textura maciça e composição predominante de sílica amorfa e criptocristalina. Microscopicamente, o óxido de titânio ocorre associado a porções ferruginosas, exibindo coloração amarelada (associada ao óxido de titânio) e avermelhada (relacionada aos componentes ferruginosos). A dissolução de quartzo e de argilominerais é interpretada como a principal fonte de sílica (SGARBI, 1991).

A Tabela 1 sumariza as principais características e diferenças dos silcretes pedogênicos e não- pedogênicos.

Tabela 1 - Principais diferenças entre os silcretes pedogênicos e não-pedogênicos.

Silcrete pedogênico	Silcrete não-pedogênico	Observações
<u>Feições macroscópicas</u>		
Perfis de alteração complexos e verticalmente indiferenciados	Geometria simples: tabulares, lenticulares ou irregulares	Os silcretes pedogênicos podem ser descontínuos, especialmente quando erodidos
Perfis lateralmente extensos	Perfis com extensão lateral restrita	Silcretes não-pedogênicos geralmente se formam abaixo da superfície
Desenvolvimento associado a paleosuperfícies estáveis	Desenvolvimento em regiões deprimidas ou de fundos de vale, linhas de drenagem e lençóis freáticos	Estruturas colunares podem estar ausentes ou pobremente desenvolvidas em silcretes pedogênicos
Juntas colunares/verticais são comuns	Juntas colunares/verticais ausentes	Ver comentários abaixo acerca de estruturas internas de nódulos
Estruturas nodulares e pseudo-nodulares de pequeno a grande porte frequentemente presentes	Quando presentes, nódulos ou concreções são de porte grande	
<u>Feições microscópicas</u>		
Trama complexa com abundantes feições micromorfológicas geopetais	Trama simples, feições micromorfológicas geopetais ausentes ou, quando presentes, menos desenvolvidas	Tramas complexas não são bem desenvolvidas em perfis de alteração menos maduros
Estruturas coloformes abundantes com lâminas ricas em titânio	Estruturas coloformes ausentes ou, quando presentes, menos desenvolvidas	Estruturas coloformes em silcretes pedogênicos retêm ferro e as argilas são ricas em ferro e manganês
Revestimentos titaníferos sobre clastos é bastante comum	Revestimentos titaníferos podem ocorrer, mas sem estrutura laminada	
Estruturas geopetais pendurais (<i>pendulous</i>), em forma de gotejamento (<i>drip-like</i>) e barba (<i>beard-like</i>) frequentes	Estruturas geopetais <i>beard-like</i> ausentes ou, quando presentes, menos definidas	Texturas micronodulares devem ser interpretadas com extrema precaução
	Glébulas/micronódulos raros; podem ocorrer texturas pisolíticas; estruturas internas são geralmente simples	

Glébulas/micronódulos com estruturas interna complexa são comuns

Mineralogia e geoquímica

Minerais secundários de sílica (cimento) frequentemente apresentam variação vertical ao longo do perfil (sílica opalina comum na porção inferior e microquartzo/quartzo na porção superior)

Microquartzo enriquecido em titânio ($>1\%$) é o cimento dominante; baixo ferro, alumínio e potássio

Cimentos opalinos normalmente tem baixo teor de titânio e altos teores de ferro, alumínio e potássio

Variação vertical das fases de sílica ao longo do perfil é muito rara

Teores de titânio mais baixos que àqueles registrados para silcretes pedogênicos com microquartzo como cimento dominante

Sequências de variação das fases de sílica são menos claras em silcretes pedogênicos que retêm ferro e argilas

Silcretes não-pedogênicos podem ser enriquecidos em titânio quando desenvolvidos em materiais hospedeiros argilosos

Fonte: Ullyott e Nash (2016).

6. Contexto geológico regional

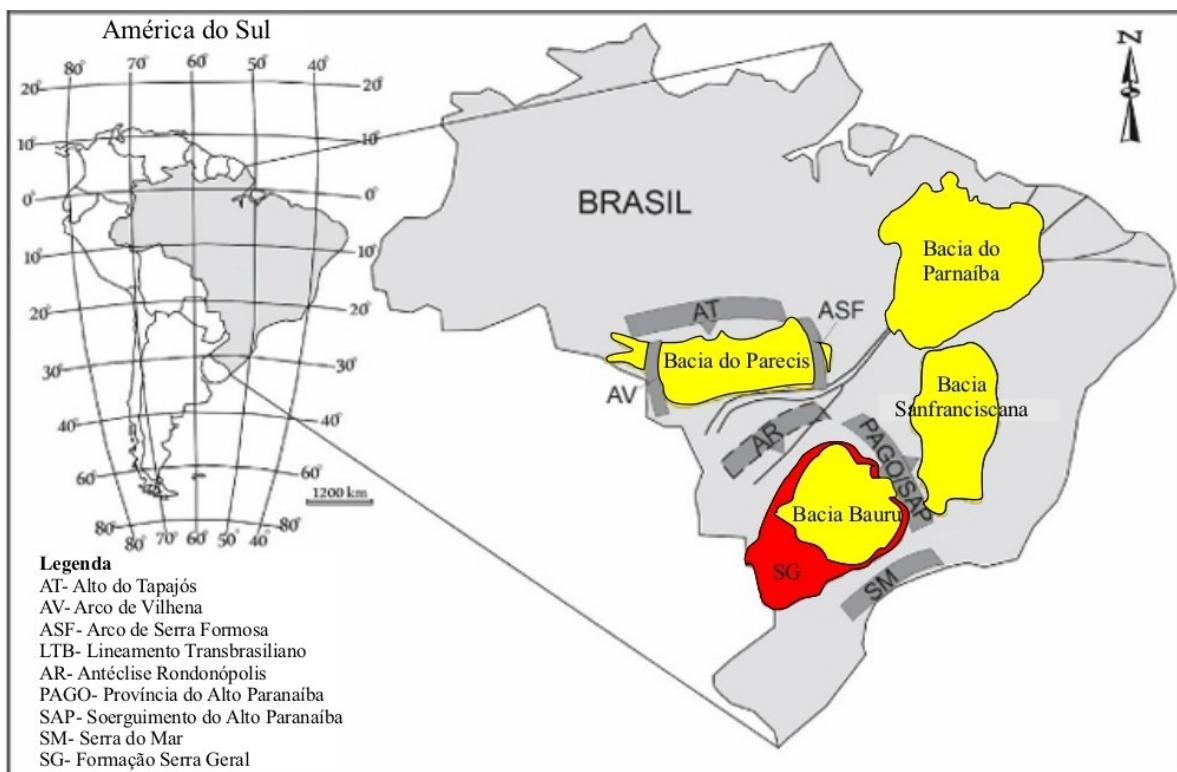
A região conhecida como Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba é composta por três unidades geotectônicas: a Bacia Sanfranciscana, posicionada na porção leste; a Faixa de Dobramentos Brasília, localizada no centro; e a Bacia Bauru na porção oeste (Figura 6). A Faixa Brasília, ou Faixa de Dobramento Brasília, possui idade neoproterozoica e está localizada na borda ocidental do Cráton do São Francisco. Correspondendo um cinturão de dobramentos, esta possui evolução diacrônica, e é dividida em setor meridional e setentrional (UHLEIN *et al.*, 2012).

Durante o Cretáceo, a região do Alto Paranaíba passou por importantes mudanças tectono-magmáticas que tiveram forte influência nos processos de subsidência e sedimentação, diversas reativações estruturais foram responsáveis pelo desenvolvimento de uma feição tectônica positiva conhecida como Alto do Paranaíba (HASUI *et al.*, 1975), criando uma barreira física que separou as bacias Bauru e Sanfranciscana (BATEZELLI; LADEIRA, 2016; RICCOMINI; VELÁZQUEZ; GOMES, 2005; SEDORKO *et al.*, 2020).

Além disso, essas reativações são propostas por Alessandretti *et al.* (2023) como sendo a provável fonte de sismicidade que gerou estruturas de deformação em sedimento inconsolidado na Formação Uberaba, Bacia Bauru. Da mesma forma, Rassi (2021) propõe que o magmatismo de afinidade alcalina forneceu condições favoráveis para geração de terremotos, formando estruturas de deformação sinsedimentar em arenitos da Formação Posse, Bacia Sanfranciscana, indicando que essas mudanças tectono-magmáticas, além de individualizar as bacias, afetaram as rochas de ambas.

As rochas alcalinas identificadas na região do Triângulo Mineiro são correlacionadas a Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP). Gibson *et al.* (1995) classificam essas rochas como máficas a ultramáficas, de afinidade potássica a ultrapotássica e com modo de ocorrência em forma de lavas, tufos, intrusões hipoabissais e complexos plutônicos. Os mesmos autores correlacionam este magmatismo máfico alcalino ao efeito da colocação da Pluma Trindade no manto litosférico subcontinental. Estas rochas vulcânicas são atribuídas ao Grupo Mata da Corda da Bacia Sanfranciscana, abrangendo uma área de aproximadamente 4500 km² (LEONARDOS; UBRICH; GASPAR, 1991). As rochas pertencentes a este grupo normalmente proporcionam solos férteis, espessos e de coloração marrom devido aos processos intempéricos (GIBSON *et al.*, 1995).

Figura 6 - Mapa de localização das bacias Bauru, Sanfranciscana, Parecis, Parnaíba e da Província ígnea do Alto do Paranaíba (PIAP)/Soerguimento do Alto Paranaíba.



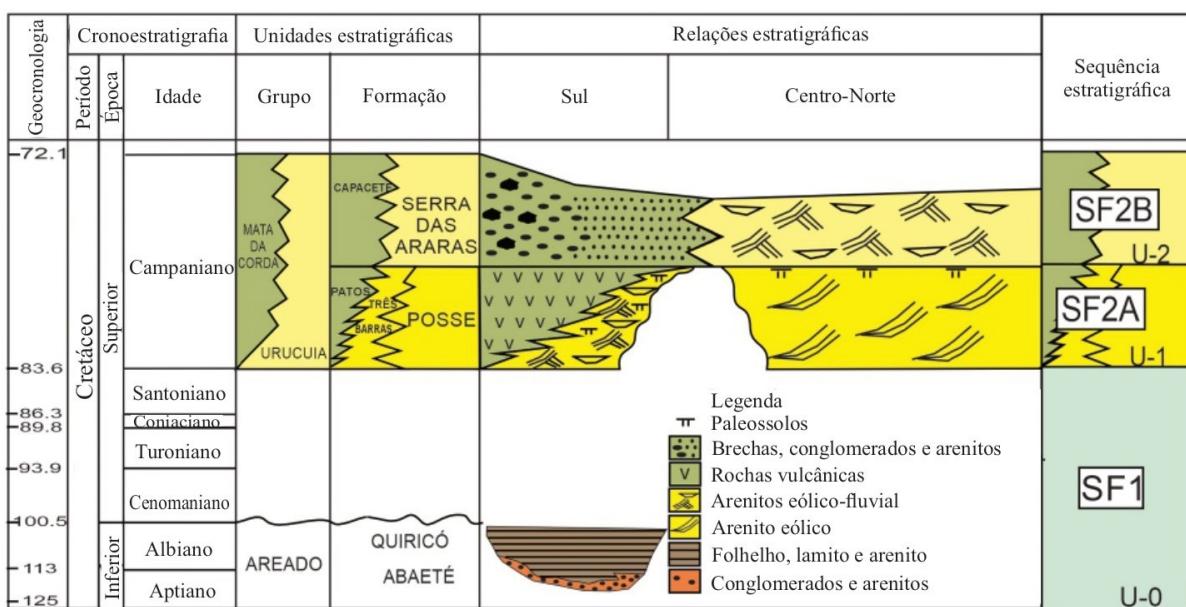
Fonte: Modificado de Batezelli e Ladeira (2016).

7. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana, situada na porção centro-leste do Brasil e classificada como intracratônica, é constituída por depósitos扇erózoicos que recobrem a Faixa de Dobramentos Brasília e o Cráton do São Francisco. Morfologicamente, a bacia apresenta forma alongada na direção norte-sul, abrangendo partes dos estados de Goiás, Tocantins, Bahia e Minas Gerais (SGARBI, 2000; CAMPOS; DARDELINE, 1997b; BATEZZELI; LADEIRA, 2016). As unidades basais da bacia depositam-se em discordância sobre rochas metamórficas neoproterozoicas do Grupo Bambuí, rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba e rochas mesoproterozoicas do Grupo Natividade (SGARBI, 2011). A Bacia Sanfranciscana possui seus limites ao sul com a Bacia Bauru, marcado pelo Soerguimento do Alto do Paranaíba; e ao norte, com a Bacia do Parnaíba, delimitado pelo Arco do São Francisco (CAMPOS; DARDELINE, 1997B). O limite oriental e ocidental da bacia é demarcado pelas faixas de dobramentos Araçuaí e Brasília, respectivamente.

Em decorrência das variações tectônicas, ambientais e estratigráficas, a bacia foi subdividida em duas sub-bacias: Abaeté (ao sul) e Urucuia (ao norte), separadas pelo Alto do Paracatu. Seu preenchimento sedimentar é predominantemente continental, com destaque para litotipos vulcânicos piroclásticos na porção meridional (CAMPOS; DARDENNÉ, 1997a). Estratigraficamente, a bacia é composta por quatro grupos separados por discordâncias regionais, ordenados da base para o topo: Santa Fé (Permo-Carbonífero), Areado (Eocretáceo), Mata da Corda (Neocretáceo) e Urucuia (Neocretáceo). Devido ao escopo deste estudo, os grupos Mata da Corda e Urucuia serão detalhados a seguir (Figura 7).

Figura 7 - Carta cronoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana.



Fonte: Batezelli; Blanco; Rabelo, 2024.

7.1 Grupo Mata da Corda

O Grupo Mata da Corda, com espessura máxima de 220 metros, é subdivido em duas formações: a Formação Patos, composta por rochas plutônicas e vulcânicas alcalinas (efusivas e piroclásticas), e a Formação Capacete, caracterizada por rochas sedimentares epiclásticas (CAMPOS; DARDENNÉ, 1997a; ZÁLAN; SILVA, 2007). A Formação Patos, com aproximadamente 70 metros de espessura, é constituída por rochas máficas e ultramáficas alcalinas com texturas maciças porfiríticas ou afaníticas, além de tufo lapilítico, brechas vulcânicas, cineritos e basanitos vesiculares ou amigdaloidais (CAMPOS; DARDENNÉ, 1997a). Essas litologias representam desde rochas vulcânicas explosivas até derrames efusivos

(MORAES *et al.*, 1986). As rochas piroclásticas exibem, por vezes, cimentação por minerais tardimagnéticos e fases diagenéticas, como carbonatos, zeólitas e calcedônia (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Quanto à composição, são classificadas como kamafugitos (MORAES *et al.*, 1987) e associações madupíticas/ lamproíticas (LEONARDOS; ULRICH, 1987). Essas rochas ocorrem associadas a solos de coloração marrom, com dezenas de metros de espessura, frequentemente recobertos por laterita (GIBSON *et al.*, 1995). Datações geocronológicas realizadas em lavas da base do Grupo Mata da Corda, que recobrem os arenitos da Grupo Areado, utilizando o método K/Ar em megacristais de flogopita, revelaram idades de cristalização de $83,6 \pm 1,4$ Ma (GIBSON *et al.*, 1995). Datação pelo método U-Pb em peroviskita revelam idade entre 81 e 75 Ma para este grupo (SGARBI *et al.*, 2004; MESOLOTTI *et al.*, 2019).

A Formação Capacete, que recobre a Formação Patos, possui cerca de 150 metros de espessura e é composta por argilitos, litoarenitos, grauvacas líticas, ortoconglomerados e paraconglomerados vulcânicos de coloração esverdeada, com tons avermelhados quando alterados por intemperismo. Essas rochas são interpretadas como produtos da erosão e retrabalhamento das litologias vulcânicas e plutônicas da Formação Patos. Segundo Campos e Dardenne (1997a), essa unidade foi formada em um sistema de leques aluviais distais, que transicionam para fácies fluviais entrelaçadas, com contribuição eólica evidenciada pela presença de grãos de quartzo polidos e esféricos.

7.2 Grupo Urucuia

O Grupo Urucuia possui ampla distribuição na Bacia Sanfranciscana e sua espessura varia gradativamente de 25 a 200 metros de sul para norte. Esse grupo é considerado parcialmente síncrono ao vulcanismo da Formação Patos e representa uma variação faciológica lateral com a Formação Capacete, evidente pelo aumento da quantidade de areia quartzosa de sul para norte (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Esse grupo tem contato basal discordante com o Grupo Bambuí, rochas do Grupo Santa Fé e Formação Abaeté. O Grupo Urucuia é tradicionalmente subdividido em formações Posse (unidade basal) e Serra das Araras (unidade superior) (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A presença de deformações sinsedimentares (sismitos) nos arenitos eólicos da Formação Três Barras, associada à sismicidade do vulcanismo do Grupo Mata da Corda, e a intercalação dessas rochas sedimentares com a Formação Patos,

sustentam a interpretação de sua contemporaneidade. Assim, a Formação Três Barras é atribuída à porção basal do Grupo Urucuia (MESCOLOTTI *et al.*, 2019; BATEZELLI; BLANCO; RABELO, 2024).

Campos e Dardenne (1997a) descrevem a Formação Três Barras como uma unidade geológica de grande extensão e com marcante variabilidade faciológica, englobando sistemas fluviais, fluvio-deltáicos e desérticos. Com espessura variando 20 e 150 metros, essa formação é subdividida em três fácies. A Fácie 1 consiste em arenitos de granulometria fina a média, com grãos subarredondados e bem selecionados, brilho fosco, distribuição granulométrica bimodal e coloração esverdeada, rosada ou esbranquiçada. Estratificações cruzadas planares e acanaladas de grande porte são típicas dessa fácie. Esses arenitos podem apresentar cimentação por carbonato ou sílica, sendo esta última comumente associada ao contato com as rochas vulcânicas da Formação Patos (CAMPOS; DARDENNÉ, 1997a.; SGARBI, 1991). Essa fácie é interpretada como originária de ambiente eólico.

A Fácie 2 é caracterizada por arenitos brancos, avermelhados e amarelados, de granulometria fina a média com intercalações argilosas. São identificadas estratificações cruzadas tabulares de pequeno a médio porte e estratificações plano-paralelas. Sua gênese é atribuída a um sistema fluvial entrelaçado de alto aporte sedimentar (CAMPOS; DARDENNÉ, 1997a). Já a Fácie 3 compreende grauvacas e arenitos avermelhados com estratificação plano-paralela e cruzada tabular e acanalada. Estratos sigmoidais ocorrem na transição basal para a Formação Quiricó, sendo associada a ambiente fluvio-deltáico (CAMPOS; DARDENNÉ, 1997a).

Sgarbi (2011) propõe uma subdivisão da Formação Três Barras em Membro Quintinos, associado a depósitos flúvio-deltáico, e Membro Olegário, caracterizado por depósitos eólicos. Mescolotti *et al.*, (2019) classificam essa formação em duas unidades separadas por discordância. A Unidade Inferior é descrita como sendo formada em um sistema eólico úmido e é atribuído a sequência deposicional do Cretáceo Inferior. A Unidade Superior é definida como um sistema eólico seco e comumente ocorre sotoposta as rochas da Formação Patos (datadas do Campaniano), integrando a sequência deposicional do Cretáceo Superior.

Segundo Campos e Dardenne (1997a), a Formação Posse é subdividida em duas fácies. A Fácie 1 é composta por arenitos muito finos a médios com boa maturidade textural e mineralógica. São classificados como quartzo arenitos e arenitos feldspáticos; possuem grãos de zircão, turmalina e epídoto em menores quantidades. Possuem graduação inversa, estruturas de adesão de grãos, estratificações cruzadas de grande porte, bimodalidade, boa seleção da

fração areia fina a média e ausência de matriz argilosa. Com base nas litologias e estruturas presentes, a Fácie 1 é relacionada a um sistema eólico de campos de dunas barcanas típicas e pontualmente barcanoides (CAMPOS; DARDENNE, 1997a).

A Fácie 2 é composta por arenitos de colorações branco e ocre, com granulometria fina, bem selecionados e menos maturos em comparação com a fácie 1. São definidos como arenitos feldspáticos e quartzo arenitos; possuem epídoto, turmalina, zircão e minerais opacos como minerais acessórios (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Apresentam material argiloso, interpretado como matriz verdadeira devido à baixa cristalinidade e alto teor de esmectita, estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de pequeno porte e estratos plano-paralelo mais raramente. Campos e Dardenne (1997a) interpretam o ambiente de sedimentação da fácie 2 como um sistema fluvial entrelaçado psamítico com contribuição do sistema eólico, perceptível pela presença de grãos de quartzo esféricos e com superfície fosca.

A Formação Serra das Araras é composta por arenitos, argilitos e conglomerados que se intercalam em camadas de 0,5 a 2 metros. Os arenitos são polimodais, silicificados, composicionalmente maturos e texturalmente imaturos, possuem estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte e estratos plano-paralelos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Os conglomerados são finos e grossos, ocorrem na base dos arenitos e possuem 10 a 15% de matriz arenosa. Campos e Dardenne (1997a) interpretam que Formação Serra das Araras foi depositada em um sistema fluvial com amplas planícies e com grandes variações no regime e carga de fluxo. Há contribuição eólica, indicada pela presença de grãos esféricos e polidos nos arenitos e nos pelitos, e retrabalhamento das fácies 1 e 2 comprovado pela presença de seixos de arenitos nos conglomerados (CAMPOS; DARDENNE, 1997a).

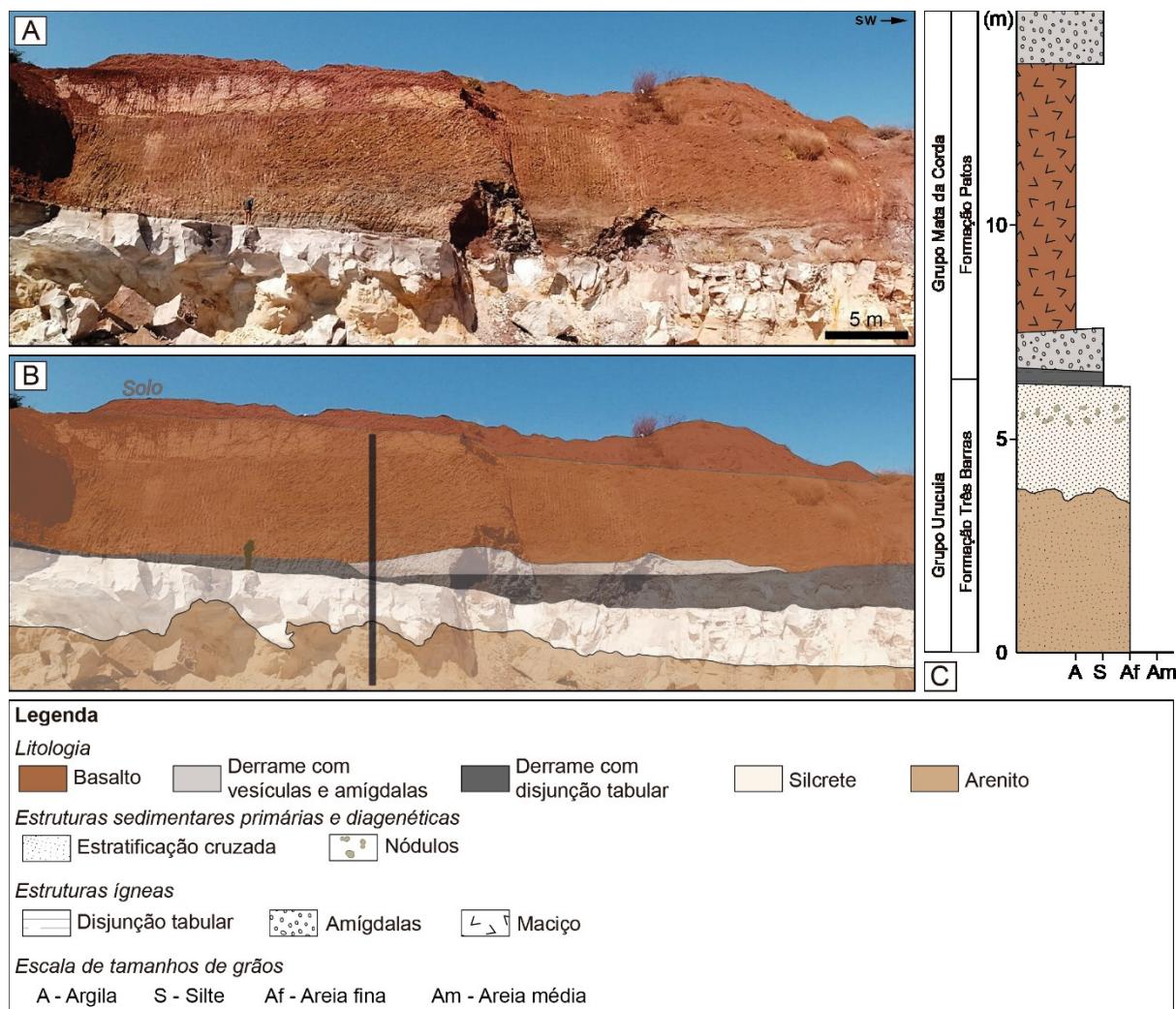
8. Resultados

8.1 Análise de fácies

O afloramento estudado está localizado em uma pedreira ativa destinada à extração de blocos para construção civil. Apresenta cerca de 105 metros de comprimento, com espessura estimada de 17 metros e orientação NE-SW. A seção colunar foi levantada na escala 1:20. Com base na geometria, composição mineralógica, texturas e estruturas das camadas, foram identificadas cinco litofácies, ordenadas da base para o topo: (i) arenito com estratificação cruzada plana (**Sp**); (ii) silcrete (**Si**); (iii) vulcânica com disjunção tabular (**Vd**); (iv) vulcânica

com vesículas e amígdalas (**Vva**); e (v) basalto maciço (**Bm**) (Figura 8). As principais feições compositionais, estruturais e texturais dessas litofácies, bem como seus respectivos processos deposicionais ou geradores, estão sumarizados na Tabela 2.

Figura 8 - Fotografia do afloramento do estudo. (A) Visão panorâmica do afloramento em estudo. Orientação: NE-SW. (B) Visão panorâmica do afloramento em estudo. As linhas indicam o contato entre as litofácies. Orientação: NE-SW. (C) Seção colunar simplificada.

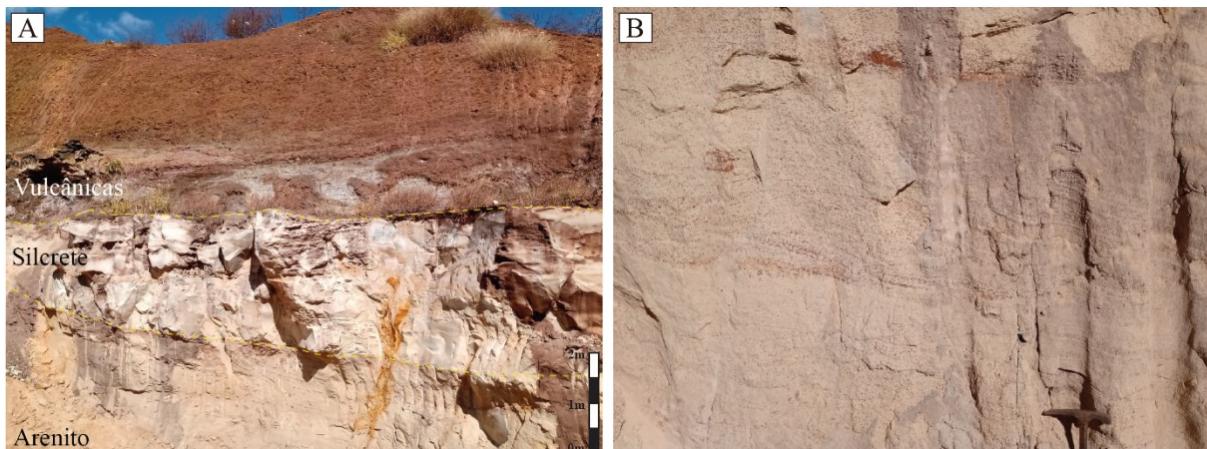


Fonte: A autora.

A base da seção é constituída por uma camada com geometria tabular, com topo irregular e espessura média de três metros (Figura 9A). Essa camada é formada por arenito de coloração bege a esbranquiçada e com estratificação cruzada plana de médio a grande porte (Figura 9B). O arenito é bastante friável, de granulação fina a média e composição dominada por quartzo (> 90%), feldspatos ($\leq 5\%$) e litoclastos ígneos e metamórficos ($\leq 5\%$). Os grãos de quartzo

exibem brilho fosco, são subarredondados a subangulosos, e grau de seleção é variável entre moderadamente selecionado a bem selecionado. O contato do arenito friável com a fácie sobreposta é marcadamente irregular (Figura 9A).

Figura 9 - Afloramento em estudo nas proximidades de Santa Luzia. (A) Frente de lavra mostrando os quartzoarenitos friáveis da Formão Três Barras (base), silcrete (porção intermediária) e rochas vulcânicas da Formação Patos (topo). (B) Quartzoarenitos friáveis da Formação Três Barras com estratificação cruzada plana.



Fonte: A autora.

A porção intermediária da seção é constituída por um litotipo de coloração branca, disposto em camada tabular com topo e base irregulares e espessuras médias de 2,5 metros (Figuras 10A, B e C). A rocha possui elevada densidade e apresenta-se ora maciça, ora com estruturas sedimentares preservadas (i.e., estratificação cruzada plana) (Figuras 10D). As características mineralógicas e morfológicas dos grãos constituintes do arcabouço são similares às descritas para os arenitos da fácie Sp. Observa-se nesse litotipo que os grãos do arcabouço estão intensamente cimentados por sobrecrecimentos contínuos de mineral de granulação fina e cor branca, conferindo-lhe um brilho vítreo. Diversas partes do perfil exibem manchas avermelhadas vinculadas ao processo de branqueamento (“*bleaching*”) (Figuras 10E). Nódulos arredondados a levemente elípticos com características macroscópicas distintas do restante da rocha são identificados (Figuras 10F). Com base na mineralogia, nas texturas e nas estruturas observadas, o litotipo é classificado como silcrete.

Figura 10 - Feições macroscópicas do silcrete de Santa Luzia. (A) e (B) Contato irregular entre silcrete (base) e rochas vulcânicas da Formação Patos intensamente intemperizadas. (C) Contatos irregulares entre silcrete (coloração esbranquiçada) e arenito friável da Formação Três Barras (coloração amarelada). (D) Detalhe da estratificação cruzada reliquiária preservada no silcrete. (E) Feições de branqueamento (*bleaching*) no silcrete. (F) Nódulo elíptico com 3 cm de diâmetro.

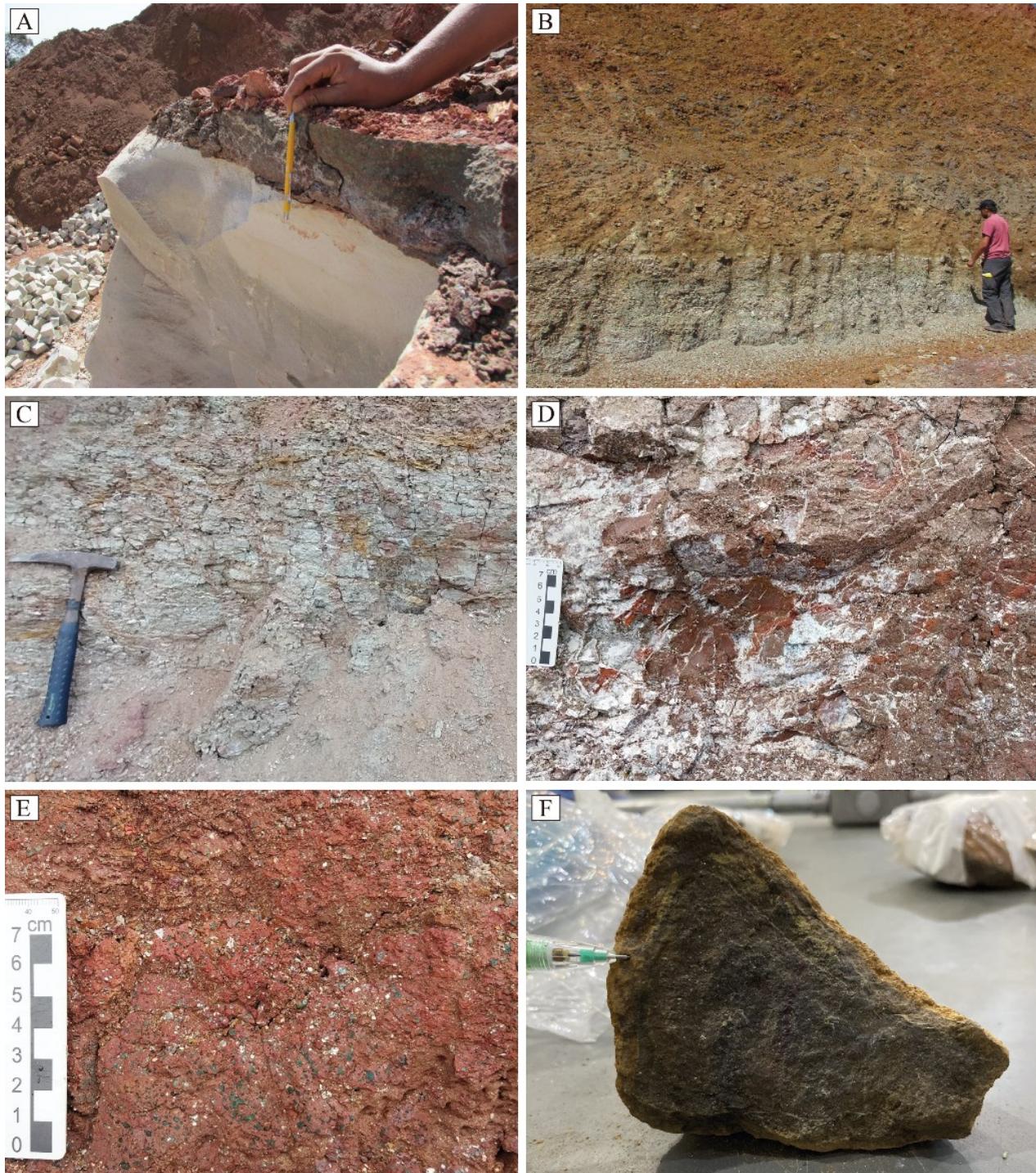


Fonte: A autora.

Sobreposto ao silcrete, são encontrados dois derrames de lava com alto grau de intemperismo (Figura 11). O derrame basal, em contato direto com o silcrete, exibe coloração acinzentada e uma espessura de 1,2 metros (Figura 11A e B). Esse derrame apresenta disjunções

tabulares bem definidas e vênulas sub-horizontais em padrão “*stockwork*”, preenchidas por mineral de coloração branca (Figura 11C e D). Amígdalas irregulares (até 1,5 cm de diâmetro), preenchidas por mineral esbranquiçado, são uma característica marcante desse derrame (Figura 11E). Na porção superior da sucessão, encontra-se um saprólito derivado de rocha vulcânica de coloração preta, maciça, holocristalina e com textura afanítica a fanerítica de grão muito fino. Esse litotipo apresenta esfoliação esferoidal e pode ser classificado como um basalto (Figura 11F). Recobrindo a sucessão de rochas previamente descritas, observa-se um extenso perfil de solo com 4 metros de espessura aproximadamente (Figura 11B).

Figura 11 - Derrames de lava sobrepostos ao silcrete. (A) Contato entre silcrete e rochas vulcânicas da Formação Patos. (B) Contato entre lavas com disjunção tabular e basalto maciço. (C) Lavas com disjunção tabular incipiente. (D) Detalhe do derrame basal cortado por vênulas esbranquiçadas dispostas de maneira caótica, formando estrutura stockwork. (E) Detalhe de lava com textura afanítica com vesículas. (F) Amostra de mão representativa do basalto maciço.



Fonte: A autora.

Tabela 2 - Litofácies sedimentares e vulcânicas e suas principais estruturas e processos deposicionais/geradores.

Código	Fácie	Litologia e geometria	Estruturas e texturas	Processo deposicional/gerador	Figura
Sp	Arenito com estratificação cruzada plana	Arenito fino a médio, de coloração creme, friável, disposto em camadas tabulares de até dois metros de espessura e continuidade lateral de centenas de metros	Estratificação cruzada plana de médio a grande porte.	Migração de dunas eólicas bidimensionais.	9
Si	Silcrete	Camadas tabulares com base e topo apresentando superfícies irregulares e espessuras variáveis entre três e cinco metros. Coloração majoritariamente branca com manchas avermelhadas. Alta densidade e dureza. Trama formada por grãos reliquias de quartzo detritico envoltos por opala e calcedônia	Arcabouço detritico (grãos de quartzo) e cimento de opala e calcedônia recobrindo os grãos.	Silicificação em decorrência de processos diagenéticos	10
Vd	Vulcânica com disjunção tabular horizontal	Coloração marrom avermelhada e acinzentada com vênulas de coloração branca e disjunção tabular. Ocorrem como camadas lateralmente contínuas e com espessuras de até 1,20 metros.	Estrutura <i>stockwork</i> e disjunção tabular. Textura afanítica a subfanerítica	Fluxo de lava e fraturamento horizontal durante processo de resfriamento	11C e D
Vva	Vulcânica com vesículas e amígdalas	Coloração marrom arroxeadas e avermelhadas com vesículas e amígdalas com preenchimento esverdeado	Estrutura vesicular e amigdaloidal	Fluxo de lava, desprendimento de gases e posterior preenchimento de vesículas	11E
Bm	Basalto maciço	Coloração preta, formado por vidro vulcânico, plagioclásio e piroxênio (augita). A camada aflorante possui espessura de aproximadamente 5 metros.	Maciça, afanítico a fanerítico muito fino	Fluxo de lava	11F

Fonte: A autora.

8.2 Análise microscópica

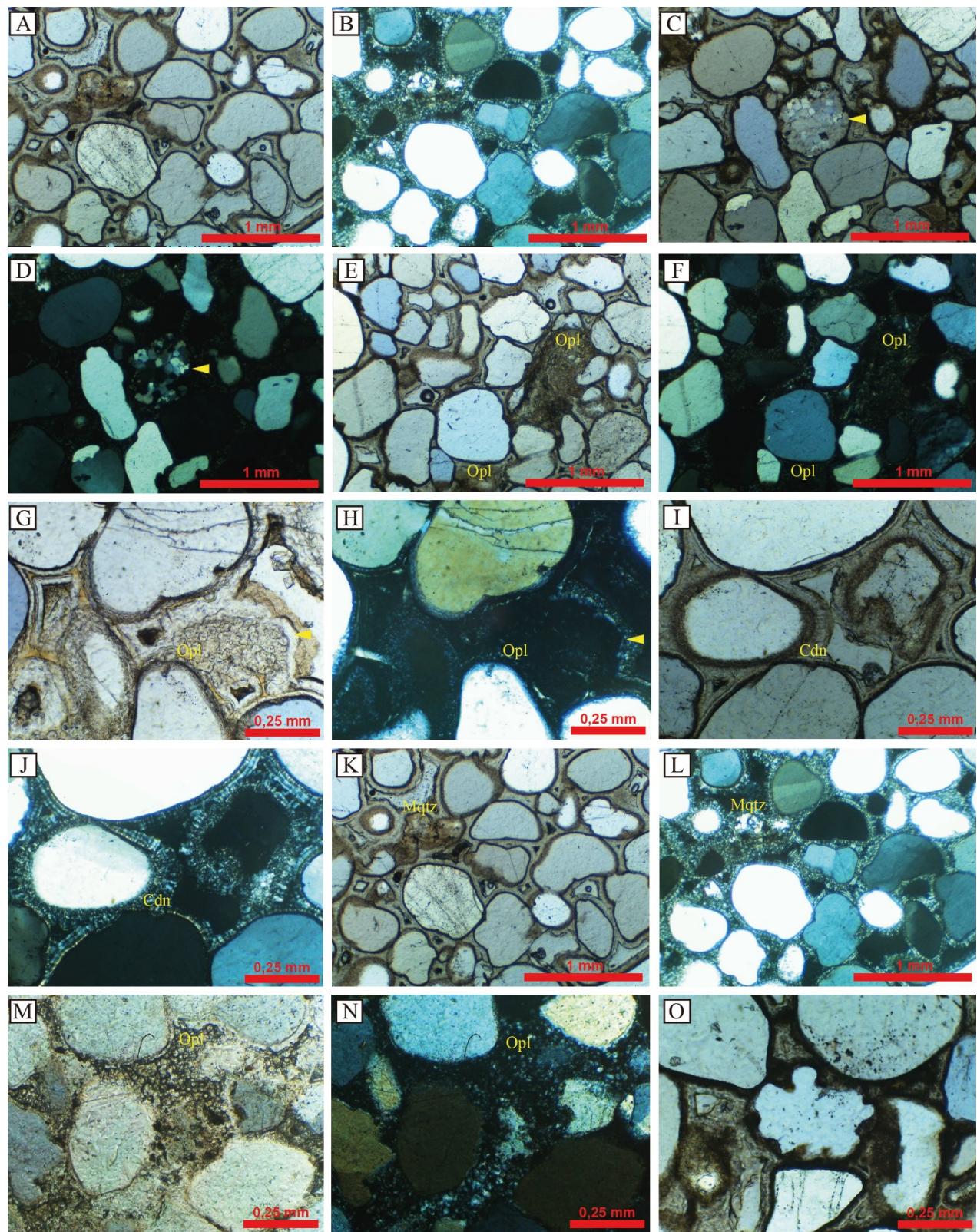
A trama da rocha em estudo pode ser subdividida em arcabouço e cimento (Figura 12A e B). Os grãos do arcabouço são constituídos predominantemente por quartzo (>90%), com contribuição subordinada de feldspatos ($\leq 5\%$) e litoclastos de rochas metamórficas e vulcânicas ($\leq 5\%$). Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, de granulometria fina a média, subarredondados a subangulosos, e moderadamente selecionados a bem selecionados. Esses grãos apresentam extinção variando de ondulante a abrupta. Raros grãos são do tipo policristalino. Os contatos entre os grãos são predominantemente pontuais e secundariamente longos. Os litoclastos metamórficos correspondem principalmente a quartzo-muscovita xistos com textura lepidogranoblástica e quartzito com textura granoblástica (Figura 12C e D). Já os litoclastos vulcânicos, fortemente intemperizados, exibem colorações avermelhadas, esverdeadas e acinzentadas, sendo constituídos por material de granulação muito fina e matriz vítrea.

O cimento é constituído por diferentes fases de sílica secundária que preenchem a porosidade primária. Os grãos de quartzo detriticos são recobertos por cutículas de opala (Figura 12E e F), localmente observa-se opala com hábito botrioidal (Figura 12G e H) e franjas de calcedônia fibro-radial (Figura 12I e J), com espessuras entre 0,1 e 0,3 mm. Verifica-se uma variação no grau de cristalinidade dos polimorfos de sílica em direção ao centro do poro. Circundando os grãos, ocorrem tipicamente cutículas de opala e, em algumas regiões, franjas de calcedônia. Microquartzo e calcedônia fibro-radial ocorrem preenchendo a porosidade remanescente (Figura 12K e L). Raramente observa-se esférulas de opala preenchendo os poros (Figura 12M e N).

Em todas as amostras, identificam-se feições de corrosão no quartzo, principalmente nas bordas dos grãos (Figura 13A), evidenciadas por reentrâncias marcantes (Figura 12O e 13B). Alguns grãos foram totalmente corroídos, restando apenas seu contorno, dificultando a identificação do mineral (Figura 13C).

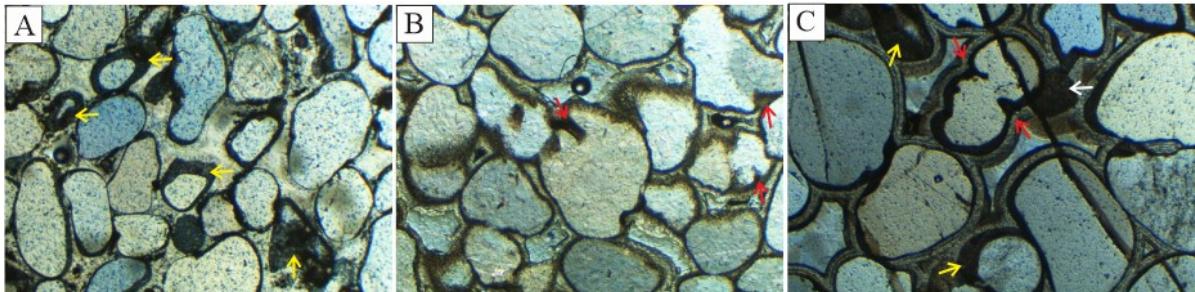
Figura 12 - Fotomicrografias em polarizadores cruzados e descruzados da mineralogia, texturas e estruturas do silcrete de Santa Luzia. (A) e (B) Trama geral do silcrete, com grãos de quartzo detritico (arcabouço) recobertos por sobrecrecimentos secundários por diferentes fases de sílica. (C) e (D) Arcabouço do silcrete com destaque para litoclastos de quartzito com textura granoblástica (seta amarela). (E) e (F) Sobrecrecimentos de opala amorfa a criptocristalina em grãos de quartzo do arcabouço. (G) e (H) Sobrecrecimento de opala com hábito botrioidal e criptocristalina (seta amarela) sobre grãos de quartzo do arcabouço. (I) e (J) Sobrecrecimentos contínuos de calcedônia fibrosa sobre grãos de quartzo do arcabouço. (K) e (L) Sobrecrecimentos contínuos de calcedônia

fibrosa sobre grãos de quartzo do arcabouço e microquartzo preenchendo porosidade remanescente. (M) e (N) Esférulas de opala criptocristalina preenchendo porosidade. (O) Grão de quartzo com reentrâncias.



Fonte: A autora.

Figura 13 - Feições indicativas de dissolução dos grãos. (A) Grãos com bordas corroídas (setas amarelas). (B) Grãos com reentrâncias (setas vermelhas). (C) Grão totalmente corroído (seta branca).



Fonte: A autora.

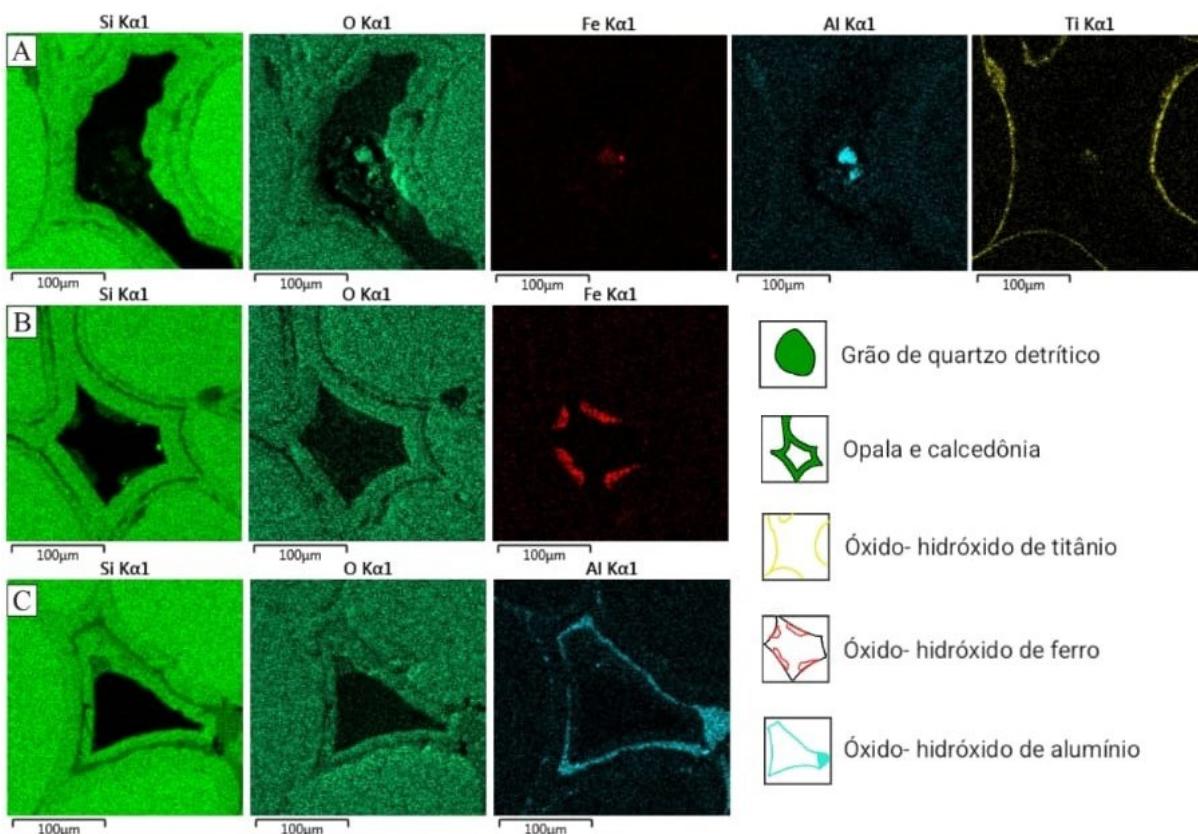
8.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV) com sistema de energia dispersiva (EDS)

As análises de microscopia eletrônica de varredura com sistema de energia dispersiva (MEV/EDS) foram utilizadas para auxiliar na caracterização mineralógica e geoquímica do arcabouço e dos cimentos, bem como na elaboração de mapas compostionais. Além dos minerais previamente identificados em campo e em lâminas delgadas (i.e., quartzo detritico, opala, calcedônia e microquartzo), foram identificadas com MEV/EDS diferentes fases diagenéticas preenchendo a porosidade entre os grãos do arcabouço, incluindo: óxidos-hidróxidos de ferro e alumínio e óxido de titânio (anatásio). Os grãos de quartzo detritico, de opala e de calcedônia autigênicas são claramente evidenciados pelos mapas compostionais de silício e oxigênio (Figura 14A, B e C). A distinção entre essas três fases de sílica pode ser feita através do arredondamento dos grãos detriticos e do hábito botrioidal da opala e da calcedônia, além de sua ocorrência como crescimentos secundários circundando poros. A presença de óxidos-hidróxidos de ferro com hábito maciço foi detectada através dos mapas compostionais de ferro e oxigênio (Figura 14B). Os mapas compostionais de alumínio e oxigênio permitiram identificar óxidos-hidróxido de alumínio, que ocorrem como franjas recobrindo grãos de quartzo detritico e crescimentos secundários (Figura 14C). Já os mapas de titânio e oxigênio revelaram cristais diminutos de anatásio (Figura 14A).

Através de MEV/EDS, os limites dos grãos de quartzo do arcabouço puderam ser claramente demarcados, seja por franjas de anatásio (Figura 14A), seja por franjas de hidróxido de alumínio (Figura 14C), recobrindo suas superfícies. Ambos os cimentos ocorrem circundando poros (*pore lining coating*). Sobre essas franjas de anatásio ou hidróxido de

alumínio, verificou-se a presença de espessos crescimentos secundários de opala e calcedônia, frequentemente com hábito botrioidal (Figura 14A). Em algumas lâminas, observam-se intercalações entre franjas de anatásio/hidróxido de alumínio e as fases de sílica (Figura 14A e C). Óxidos-hidróxidos de ferro e alumínio constituem as principais fases finais de preenchimento dos poros (Figura 14B). Microquartzo também ocorre nas porções mais internas dos poros (porosidade remanescente), porém de forma rara (Figura 14B).

Figura 14 - Mapas compositionais de diferentes amostras de silcretes gerados com MEV/EDS. (A) Mapas compositionais da amostra PG-02 mostrando os limites dos grãos de quartzo detritico do arcabouço claramente evidenciados pelas franjas contínuas de anatásio. Note que os poros (em preto) são parcialmente preenchidos por calcedônia, óxido-hidróxido de ferro, óxido de alumínio e anatásio. (B) Mapas compositionais destacando o arredondamento dos grãos de quartzo do arcabouço, espessos sobrecrecimentos de calcedônia, microquartzo e óxido-hidróxido de ferro. (C) Mapas compositionais da amostra BU-05 destacando a intercalação entre franjas de óxido de alumínio recobrindo grãos de quartzo, seguidas de sobrecrecimento de calcedônia e posterior franja de óxido de alumínio preenchendo a porosidade.



Fonte: A autora.

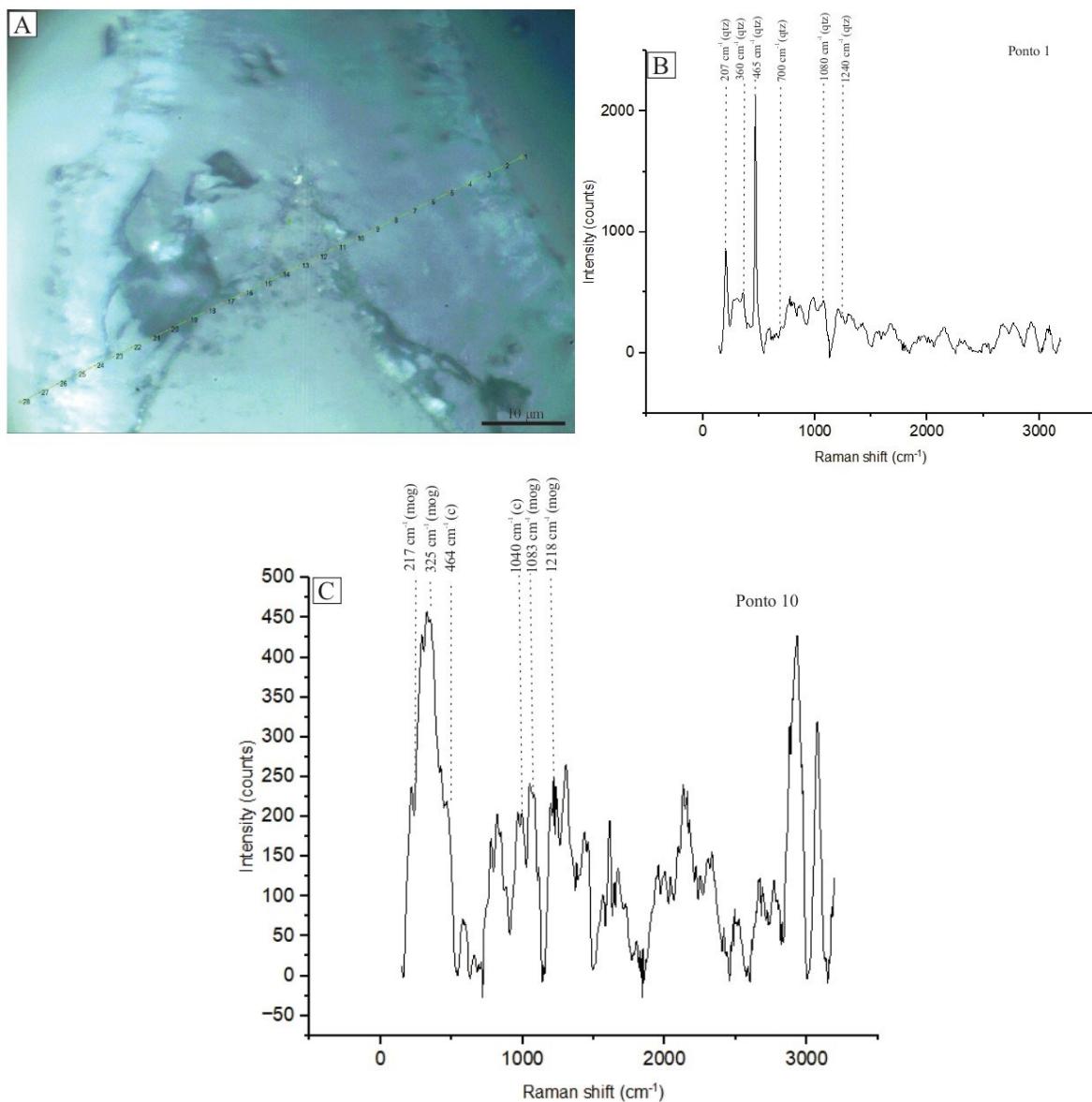
8.4 Espectroscopia Confocal Raman

A Espectroscopia Confocal Raman foi realizada com o objetivo de auxiliar as análises de microscopia óptica e MEV/EDS, além de identificar a presença de outros polimorfos de SiO₂ (i.e., cristobalita, coesita, moganita, tridimita, opala e stishovita) e outras eventuais espécies minerais presentes nas amostras. Foram realizadas análises pontuais ao longo de um transecto em lâmina delgada (amostra BU-01, pontos 1 a 28) (Figura 15A), abrangendo grãos do arcabouço e cimentos.

O espectro Raman obtido para o Ponto 1 apresenta um pico de alta intensidade em 465 cm⁻¹ e picos de menor intensidade em 207 cm⁻¹, 360 cm⁻¹, 700 cm⁻¹, 1080 cm⁻¹ e 1240 cm⁻¹ (Figura 15B). Com base nos picos observados, o espectro é característico do quartzo cristalino. O espectro Raman obtido do Ponto 10 exibe um pico de maior intensidade em 325 cm⁻¹ e picos secundários em 217 cm⁻¹, 464 cm⁻¹, 1040 cm⁻¹, 1083 cm⁻¹ e 1218 cm⁻¹ (Fig. 15C). Esses picos correspondem às assinaturas espectrais da calcedônia e da moganita.

A partir da análise dos espectros Raman e da distribuição espacial dos pontos no transecto (Figura 15A), conclui-se que o quartzo cristalino ocorre como fase de sílica presente no arcabouço, enquanto a calcedônia e a moganita representam as fases diagenéticas de sílica no cimento.

Figura 15 - Gráficos das análises com espectroscopia Raman da lâmina BU-01. (A) Imagem da localização dos pontos analisados. (B) Espectro Raman do ponto 1 com os valores dos picos e suas respectivas interpretações mineralógicas. (C) Espectro Raman do ponto 10 com os valores dos picos e suas respectivas interpretações mineralógicas. Qtz: quartzo, Mog: moganita, C: calcedônia.



Fonte: A autora.

9. Discussão

9.1 Classificação do silcrete de Santa Luzia

O silcrete descrito neste estudo é classificado como sustentado pelos grãos (SG) (*sensu* SUMMERFIELD, 1983c) e quartzítico (*sensu* SMALE, 1973), com base em suas características

texturais, estruturais e compostionais. A classificação genética (*sensu* NASH; ULLYOT, 2007) é baseada nas seguintes evidências de campo e macroscópicas: (i) porções com estruturas sedimentares primárias reliquias; (ii) presença de branqueamento (“*bleaching*”); (iii) homogeneidade textural ao longo do perfil, lateral e verticalmente; e (iv) presença de nódulos (glébulas). As evidências microscópicas são: (i) variação no grau de cristalinidade dos cimentos de sílica em direção ao centro dos poros (sequência diagenética: opala, calcedônia e microquartzo); (ii) estruturas coloformes e revestimento de anatásio sobre os grãos do arcabouço; e (iii) feição de corrosão nos grãos do arcabouço. A presença dessas feições, juntamente com a ausência de feições de iluviação e a simplicidade mineralógica e textural nos perfis laterais e verticais, sugere que os silcretes de Santa Luzia são de origem não pedogenética.

Os silcretes não pedogenéticos são subdivididos em formados sob influência de: (i) água subterrânea (*groundwater silcretes*), (ii) linhas de drenagens (*drainage-line silcretes*), e (iii) ambiente lacustre (*pan/lacustrine silcretes*) (NASH; ULLYOT, 2007). As litofácies sedimentares descritas em Estrela do Sul, localizada aproximadamente 25 km a SE da área de estudo, foram atribuídas a um sistema eólico úmido composto por dunas e interdunas alagadas (ALESSANDRETTI *et al.*, 2023). Interpreta-se que os arenitos com estratificação cruzada plana (fácies Sp) descritos neste estudo pertencem a esse mesmo sistema. Em Presidente Olegário, situada a 160 km a ENE de Santa Luzia, Mescolotti *et al.* (2019), além de descreverem a presença de um sistema eólico úmido na região (Unidade Inferior da Formação Três Barras), também sugeriram a ocorrência de rios efêmeros que eventualmente adentravam áreas dominadas por dunas e interdunas. Entretanto, fácies aluviais não foram registradas entre Estrela do Sul e Santa Luzia. Com base no exposto acima, e considerando que as areias quartzosas da Formação Três Barras foram depositadas em ambiente eólico úmido sujeitas a oscilações do lençol freático, é plausível que o processo de silicificação se deu próximo à superfície, entre as zonas saturada e não saturada (vadosa). A presença de fácies interdunas e de deformações sin-sedimentares nesses arenitos (MESCOLOTTI, 2017; RASSI, 2021; ANTONIASSI, 2022; ALESSANDRETTI *et al.*, 2023) corrobora essa interpretação, e indica que, em determinados períodos, os sedimentos eólicos estiveram saturados de água, indicando a ocorrência de água intergranular e variações no nível do lençol freático.

A partir da análise das características macroscópicas e microscópicas, associadas ao ambiente genético dos arenitos, interpreta-se que os silcretes de Santa Luzia se formaram sob influência do lençol freático, sendo classificados como do tipo “*groundwater*”. A presença de

aumento progressivo da cristalinidade dos polimorfos de sílica sentido ao centro dos poros é uma característica frequentemente observada em silcretes de águas subterrâneas (“groundwater”) (THIRY *et al.* 2006).

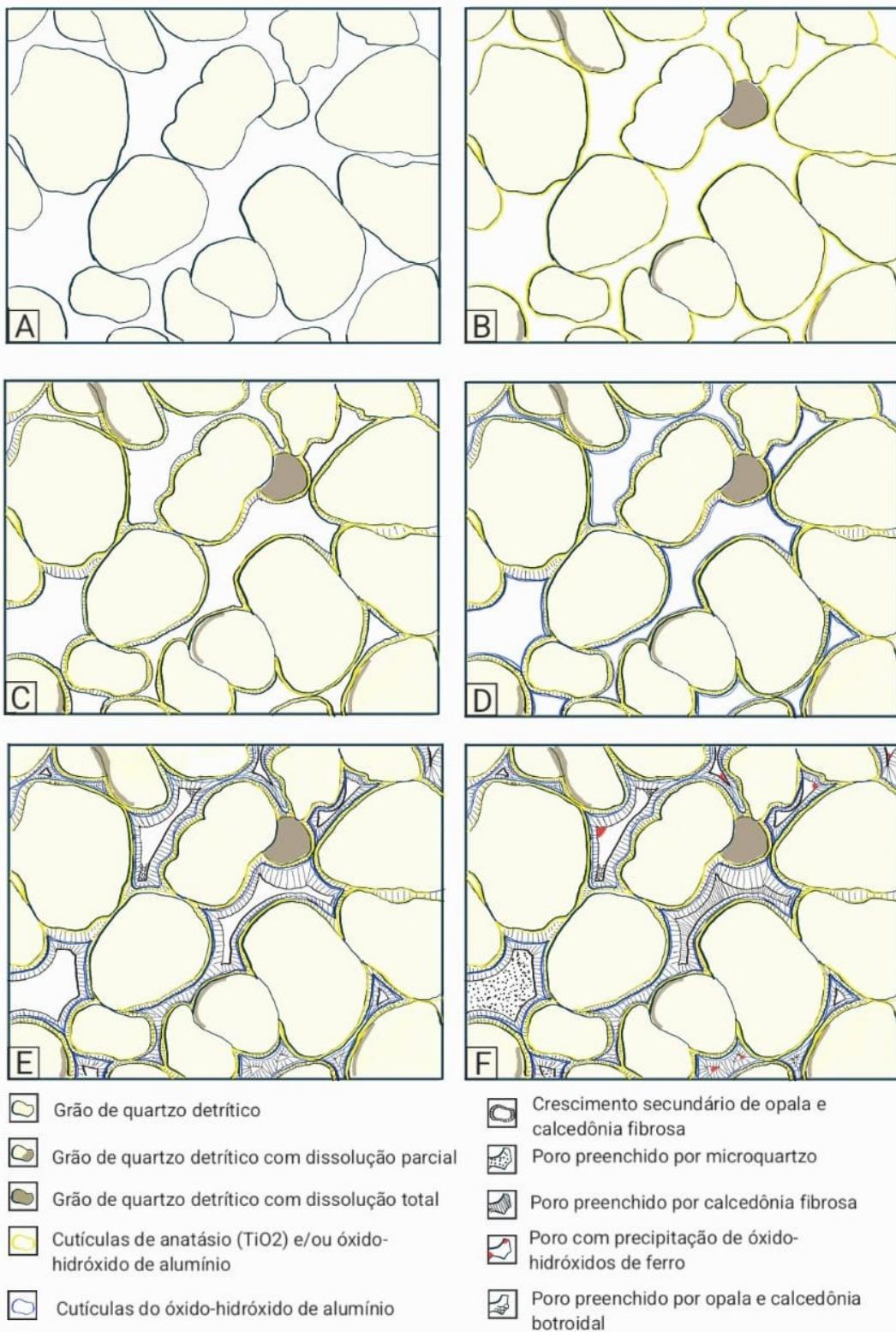
9.2 Sequência diagenética

A evolução da sequência diagenética do silcrete de Santa Luzia foi reconstruída com base nas relações texturais entre o arcabouço sedimentar (grãos detriticos) e os cimentos (fases autigênicas), utilizando dados de microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura. A sequência diagenética é precedida pela deposição dos grãos de quartzo detritico, que compõem o arcabouço do silcrete (Figura 16A). Muitos desses grãos de quartzo exibem bordas corroídas, caracterizadas por uma série de reentrâncias bem definidas (Figura 12O e 16B). Posteriormente, esses grãos foram revestidos por sobrecrecimentos contínuos de distintas fases diagenéticas, o que indica que o primeiro evento diagenético correspondeu à dissolução de grãos de quartzo e liberação de sílica no sistema.

O segundo evento diagenético foi marcado pela formação de franjas de óxido de titânio (anatásio) e/ou óxidos-hidróxidos de alumínio sobre os grãos detriticos (Figura 16B). Em seguida, ocorre a precipitação da primeira geração de opala e de calcedônia com hábito fibro-radial, formando cutícula e crescimento secundário, respectivamente, de espessura e coloração variadas ao redor dos grãos (Figura 16C). Posteriormente, os polimorfos de sílica foram recobertos por uma fina franja de óxidos-hidróxidos alumínio (Figura 16D), a qual, por sua vez, foi recoberta por uma segunda geração de opala e de calcedônia fibro-radial (Figura 16E). Em algumas áreas das lâminas analisadas, essa segunda geração exibe hábito botrioidal (Figura 16E). Por fim, a porosidade remanescente foi preenchida por microquartzo, calcedônia fibro-radial e óxido-hidróxidos de ferro (Figura 16F). A Figura 17 resume esquematicamente as diferentes fases diagenéticas e seus intervalos de precipitação durante a formação do silcrete de Santa Luzia.

Figura 16 - Imagem demonstrando as etapas do modelo genético. (A) Deposição dos sedimentos e formação do arenito. (B) Dissolução parcial e total dos grãos de quartzo e precipitação das cutículas de anatásio e/ou óxi-hidróxido de alumínio. (C) Formação da primeira geração de crescimentos secundários de calcedônia fibro-radial ao redor dos grãos detriticos. (D) Formação de cutículas de oxi-hidróxido de alumínio recobrindo a primeira geração dos crescimentos secundários. (E) Precipitação da segunda geração de crescimentos secundários de

calcedônia fibro-radial envolvendo as fases anteriores. (F) Preenchimento da porosidade por microquartzo e calcedônia fibro-radial e precipitação oxi-hidróxido de ferro nas porosidades não preenchidas.



Fonte: A autora.

Figura 17 - Fases diagenéticas identificadas no silcrete de Santa Luzia a partir de observações em microscópio petrográfico e eletrônico de varredura.

Fase diagenética	Eodiagênese
Dissolução parcial e/ou total do quartzo	[]
Cutículas de óxido- hidróxido de titânio e/ou de alumínio	[]
Crescimentos secundários de opala e calcedônia fibrosa	[]
Preenchimento da porosidade com microquartzo ou calcedônia fibrosa	[]
Precipitação de óxido- hidróxido de ferro	[]

Fonte: A autora.

9.3 Fontes de sílica

A compreensão da gênese de silcretes deve considerar três fatores essenciais: (i) as possíveis fontes de sílica; (ii) as rotas de transporte de fluidos silicosos até o local de silicificação; e (iii) os fatores ambientais envolvidos na precipitação das diferentes fases de sílica (NASH; ULLYOTT, 2007). A sílica pode derivar de fontes locais (perfis de solo, sedimentos, rochas) ou distantes. O intemperismo químico de silicatos constitui a principal fonte de sílica em águas superficiais e subterrâneas (SUMMERFIELD, 1983a). Disponibilidades maiores de sílica podem surgir por diferentes fatores, mas um dos principais controles é o pH vigente no ambiente. A sílica é relativamente estável em pH levemente ácido a neutro, mas aumenta rapidamente sua solubilidade acima de pH 9 (DOVE; RIMSTIDT, 1994). Soluções básicas com pH > 9 são comumente formadas em ambientes áridos a semiáridos, onde condições alcalinas são alcançadas devido a intensa evaporação (CHADWICK; HENDRICKS; NETTLETON, 1989).

O Grupo Areado registra uma transição de lagos perenes (fácies ricas em matéria orgânica e fósseis) para lagos salinos rasos (*playa lakes*) e planícies de sal (*salt flats*)

culminando na progradação de dunas eólicas. Essa sequência reflete a aridização progressiva da bacia durante o Cretáceo (CARDOSO; BASILICI; MESQUITA, 2024). Portanto, a associação entre depósitos eólicos e evaporíticos é claramente sugestiva de altas taxas de evaporação na parte sudoeste da Bacia Sanfranciscana durante o Cretáceo Superior, especialmente no Campaniano. A moganita é um dos minerais indicadores de condições evaporíticas (HEANEY, 1995). A detecção desse mineral por meio da espectroscopia Raman nos silcretes de Santa Luzia (Fig. 15C) sugere a ocorrência de um regime evaporítico em certos períodos da eodiagênese. Nesse sentido, períodos de extrema evaporação na região de Santa Luzia devem ter sido responsáveis pelo rebaixamento do lençol freático associado às dunas eólicas, bem como aumento na alcalinidade dos fluidos intersticiais e a subsequente geração de soluções supersaturadas em sílica devido à dissolução de silicatos, em especial grãos de quartzo detritico. Bordas corroídas (Figuras 12A, 12K e 17A), reentrâncias (Figuras 12O e 17B) e corrosão total (Figura 17C) constituem evidências do processo de dissolução dos grãos de quartzo detritico. Além disso, e de maneira alternativa, a geração de soluções supersaturadas em sílica pode estar relacionada ao processo de abrasão de grãos de quartzo durante a sedimentação (SIEVER, 1962).

Os arenitos mapeados na região entre Estrela do Sul e Cascalho Rico apresentam uma película de óxido de ferro que recobre os grãos, conferindo-lhes coloração avermelhada/alaranjada (RASSI, 2021; ALESSANDRETTI *et al.*, 2023). Admite-se que, pelo menos parcialmente, o óxido-hidróxido de ferro autigênico identificado por meio de análises de MEV/EDS nos silcretes de Santa Luzia tenha se formado a partir da remoção dessa película durante o processo de branqueamento. Esse processo provavelmente ocorreu durante ciclos de condições úmidas e pH ácido intercalados com ciclos de condições evaporíticas e pH alcalino.

Sgarbi (1991) apresentou dados de química de rocha total ao comparar os arenitos eólicos não cimentados por sílica e silcretes da Formação Três Barras na borda oriental do Planalto da Mata da Corda, identificando a presença de quantidades significativas ($>1\%$) de óxidos de alumínio, ferro e potássio e menores quantidades ($<1\%$) de óxidos de cálcio, sódio, magnésio, manganês e titânio nos arenitos. A fonte de sílica responsável pela formação desses silcretes foi interpretada como sendo o próprio arenito.

Considerando a química mineral proposta para os arenitos da Formação Três Barras, juntamente com as evidências de dissolução nos grãos detriticos e os indícios de branqueamento, interpreta-se que a principal fonte de sílica, assim como dos óxidos de alumínio, titânio e ferro, é o próprio arenito hospedeiro do silcrete. Secundariamente, o

intemperismo de litoclastos vulcânicos e metamórficos presentes na rocha podem ter contribuído como fonte adicional.

9.4 Mecanismos de transferência e precipitação de sílica

A sílica pode ser transportada para os locais de formação de silcretes por meio de vento e/ou água (GOUDIE; MIDDLETON, 2001; CLARKE, 2003). As demais formas de transporte de sílica ocorrem em solução, como ácido monossilícico indissociável, seja na forma de monômero H_4SiO_4 ou dímero H_6Si_2O (DOVE; RIMSTIDT, 1994). Na natureza, os mecanismos de transferência de sílica podem ser divididos em movimentos verticais e laterais, embora, na gênese de silcretes, assuma-se que ambos atuem em combinação (SUMMERFIELD, 1983a). No caso do silcrete de Santa Luzia, propõe-se que a transferência e precipitação de sílica tenha ocorrido por movimentos verticais, decorrentes da variação do nível do lençol freático. Movimentos laterais provavelmente ocorreram à medida que as soluções silicosas permeavam os poros dos sedimentos eólicos, circulando em direção às zonas de descarga.

A precipitação da sílica é controlada principalmente por sua concentração em solução, a qual depende da disponibilidade do elemento e, secundariamente, da duração de ciclos secos e úmidos (KNAUTH, 1994). Além disso, fatores como pH, potencial redox (Eh), temperatura, pressão, evaporação, presença de elementos dissolvidos e mecanismos biológicos influenciam esse processo (NASH; HOPKINS, 2004). Thiry e Millot (1987) sugerem que a precipitação de sílica em silcretes de águas subterrâneas ocorre como resultado do processo de evaporação dessas águas. Para o caso do silcrete de Santa Luzia, propõe-se que a precipitação de sílica se deu devido a diminuição do pH dos fluidos intersticiais durante ciclos úmidos com temperaturas menos elevadas e menores taxas de evaporação.

Thiry *et al.* (2006) propõem um mecanismo de precipitação de sílica para silcretes formados por águas subterrâneas considerando a variação do grau de saturação de sílica no fluido e a presença de impurezas. O fluido inicial, responsável pela formação dos primeiros depósitos autigênicos, é supersaturado em sílica e, ao entrar em contato com o material parental, diversas impurezas associadas ao processo de branqueamento (“*bleaching*”) são adicionadas ao fluido. Em função desses fatores, o fluido gera depósitos com baixo grau de cristalinidade (opala). À medida que a precipitação de sílica avança, o fluido se torna menos saturado e contém menos impurezas, uma vez que não há mais contato com o material parental. Como resultado, formam-se polimorfos com maior grau de cristalinidade, como calcedônia e microquartzo.

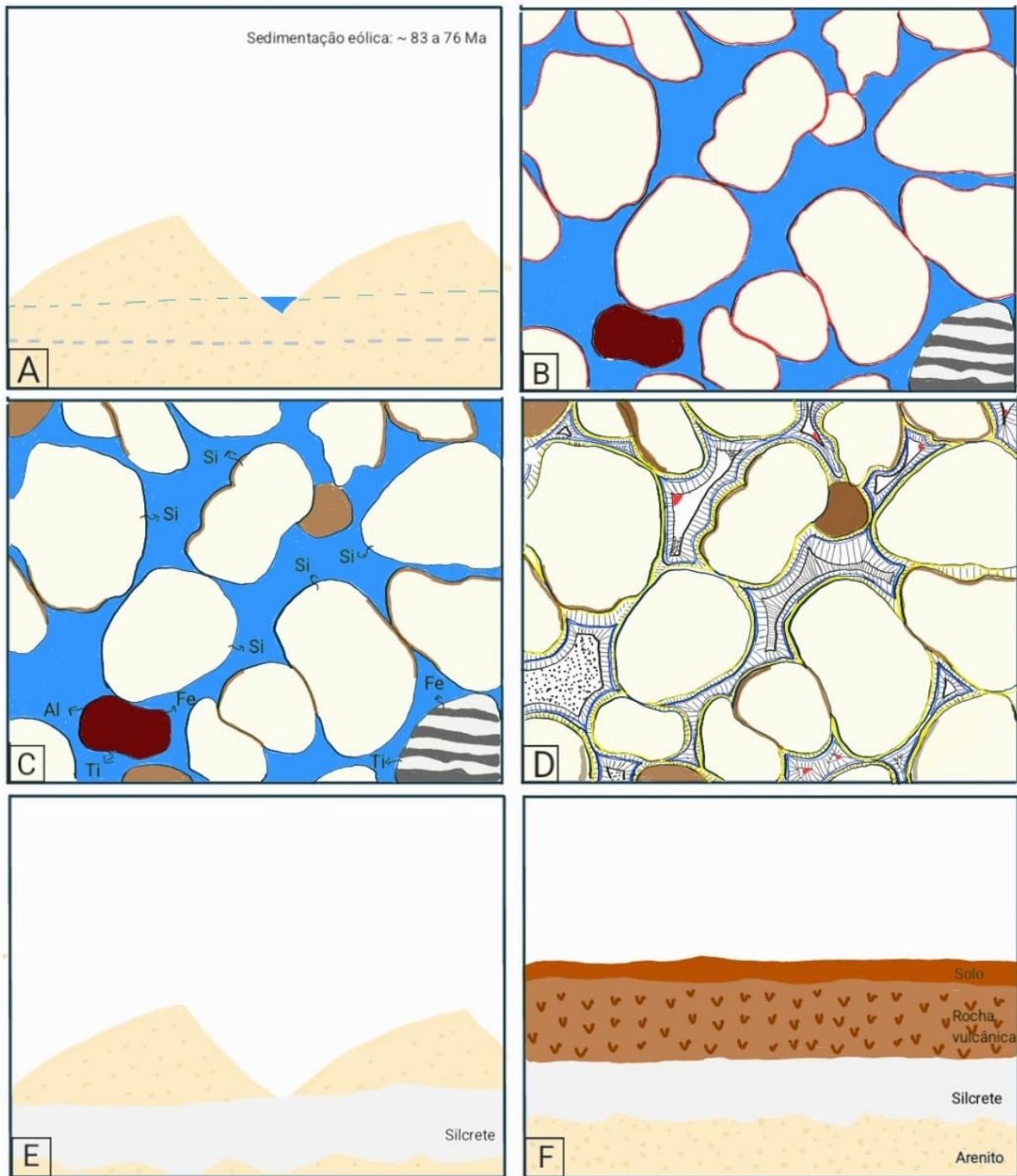
Analisando as características microscópicas do silcrete de Santa Luzia, verifica-se, de maneira geral, a presença do aumento do grau de cristalinidade dos polimorfos de sílica em direção ao centro do poro. A sequência diagenética inicia-se com opala e calcedônia, ao redor do grão detritico, e calcedônia fibro-radial e microquartzo preenchendo a porosidade remanescente, semelhante ao descrito por Thiry *et al.* (2006). Considerando a sequência diagenética descrita e a presença de feição de branqueamento, interpreta-se que mecanismos semelhantes ao proposto por Thiry *et al.* (2006) tenham sido responsáveis pela cimentação silicosa dos silcretes de Santa Luzia

9.5 Modelo e idade de formação do silcrete de Santa Luzia

A história de formação do silcrete de Santa Luzia remonta ao Cretáceo Superior, quando ambientes fluviais, flúvio-deltaicos, evaporíticos e desérticos predominavam na paisagem do extremo sul da Bacia Sanfranciscana (MESCOLOTTI *et al.*, 2019; ALESSANDRETTI *et al.*, 2023; CARDOSO; BASILICI; MESQUITA, 2024). A presença de fluxos de areia não confinados e fácies interdunas nos arenitos da Formação Três Barras sugerem um ambiente eólico úmido com variação no nível do lençol freático (MESCOLOTTI, 2017; ALESSANDRETTI *et al.*, 2023; CARDOSO; BASILICI; MESQUITA, 2024) (Figura 18A). A presença de manchas avermelhadas no silcrete, atribuídas ao processo de branqueamento, aliada à ocorrência de películas de óxido de ferro recobrindo os grãos detriticos em arenitos próximos à região de estudo, conforme descrito por Alessandretti *et al.* (2023), sugere que, originalmente, os grãos que compõem o silcrete eram recobertos por essa película ferruginosa (Figura 18B). Declínios no nível do lençol freático podem estar relacionadas a ciclos de extrema aridez e ao subsequente aumento do pH dos fluidos intersticiais. A sílica é solúvel em condições alcalinas e em condições neutras a levemente ácidas, com pH acima de 9 e abaixo de 4 (DOVE; RIMSTIDT, 1994). Sugere-se, portanto, que a dissolução de grãos de quartzo detritico, submetidos a condições de pH alcalino, tenha gerado soluções saturadas em sílica (Figura 18C). Posteriormente, ciclos úmidos associados a temperaturas menos elevadas e a uma menor taxa de evaporação levaram a diminuição do pH (< 9), possibilitando a precipitação sequencial de opala, calcedônia e microquartzo à medida em que o grau de saturação em sílica e contaminantes no fluido diminuíram (Figura 18D).

A determinação da idade de formação dos silcretes é um objetivo recorrente em estudos desses litotipos. No entanto, obter idades precisas é desafiador devido à escassez de minerais adequados para datação radiométrica e às múltiplas fases de cimentação silicosa, frequentemente volumosas (WATCHMAN; TWIDALE, 2002). Em razão disso, fósseis (TAYLOR; EGGLERON, 2001) e relações estratigráficas de campo (WEBB; GOLDING, 1998) são comumente utilizados para inferir possíveis intervalos de formação dos silcretes. Thiry; Ayraut; Grisoni (1988) sugeriram que centenas de milhares de anos foram necessários para formar os silcretes da Bacia de Paris. Considerando que os arenitos da Formação Três Barras foram depositados durante o Campaniano, aproximadamente entre 83 e 76 Ma (BATEZELLI; BLANCO; REBELO, 2024), infere-se que a formação do silcrete de Santa Luzia envolveu um intervalo de dezenas a centenas de milhares de anos compreendidos entre os ~7 Ma inferidos para intervalo deposicional dessa unidade.

Figura 18 - Modelo esquemático evolutivo do silcrete de Santa Luzia. As imagens A, E e F demostram a visão macroscópica/ afloramento e as imagens B, C e D representam a microscopia. (A) Dunas éolicas e interduna úmida representando a deposição do arenito (tracejado azul indica a variação do nível do lençol freático). (B) Grãos sedimentares envoltos por película de óxido de ferro (linhas vermelhas) e a porosidade preenchida por água (azul) indicando a saturação de água. Litoclastos ígneos e metamórficos são representados com coloração avermelhada/amarronzada e bandados, respectivamente. (C) A ausência da película de óxido de ferro é indicativa do processo de branqueamento (“*bleaching*”) e a corrosão dos grãos (porções em marrom) e o intemperismo dos litoclastos são responsáveis pela liberação dos elementos. (D) Sequência diagenética mostrando a formação do silcrete. Os litoclastos foram retirados para melhor representação das fases autigênicas. (E) Relação entre a rocha hospedeira (arenito) e o silcrete. (F) Configuração final do afloramento de Santa Luzia. Si: sílica. Fe: ferro. Al: alumínio. Ti: titânio.



Fonte: A autora.

10. Conclusões

A integração de dados de campo, petrográficos e geoquímicos permitiu caracterizar o litotipo em estudo como um silcrete sustentado pelos grãos (SG) e quartzítico. A cimentação silicosa ocorreu sobre quartzo arenitos de origem eólica depositados durante o Cretáceo Superior, atribuídos à Formação Três Barras do Grupo Urucuia da Bacia Sanfranciscana, resultando em uma rocha de porosidade muito baixa, alta densidade e dureza.

O espaço poroso dos arenitos entre os grãos de quartzo detritico do arcabouço foi intensamente cimentado por diferentes fases de sílica. Observaram-se pelo menos duas gerações de crescimentos secundários de opala e calcedônia fibro-radial ao redor dos grãos detriticos, com ocorrências locais de hábito botrioidal. Além da sílica, minerais autigênicos como anatásio (TiO_2) e óxidos-hidróxidos de alumínio e ferro também foram identificados. O anatásio e o óxido-hidróxido de alumínio marcam o contato entre o grão detritico e a primeira geração de sílica autigênica. O óxido-hidróxido de alumínio por vezes delimita a passagem da primeira para a segunda fase de crescimento secundário. Por fim, a calcedônia fibro-radial, o microquartzo e o óxido-hidróxido de ferro ocorrem preenchendo a porosidade remanescente.

Diversas feições macro e microscópicas corroboram a classificação do silcrete como do tipo não pedogenético, incluindo: (i) porções com estruturas sedimentares primárias reliquias; (ii) presença de branqueamento (“*bleaching*”); (iii) homogeneidade textural ao longo do perfil, lateral e verticalmente; (iv) presença de nódulos (glébulas); (v) variação no grau de cristalinidade dos cimentos de sílica em direção ao centro dos poros (sequência diagenética: opala, calcedônia e microquartzo); (vii) estruturas coloformes e revestimento de anatásio sobre os grãos do arcabouço; e (viii) feição de corrosão nos grãos do arcabouço

Com base nas relações texturais entre arcabouço e cimentos de sílica, a história diagenética do silcrete pode ser resumida em: (i) deposição do quartzo arenito, (ii) dissolução parcial dos grãos; (iii) precipitação de cutículas de anatásio e/ou óxido-hidróxidos de alumínio sobre os grãos de quartzo, (iv) precipitação da primeira fase de crescimento secundário de calcedônia e cutículas de opala sobre os quartos detriticos, (v) precipitação de óxidos-hidróxidos de alumínio, (vi) precipitação da segunda fase de crescimento secundário das distintas fases de sílica e porções com hábito botrioidal, (vii) preenchimento parcial da porosidade remanescente por óxidos-hidróxidos de ferro, e (viii) preenchimento total ou parcial da porosidade por microquartzo ou calcedônia fibro-radial.

Considerando todas as evidências apresentadas, juntamente com o contexto geológico da Formação Três Barras, a gênese do silcrete de Santa Luzia está relacionada à flutuação do nível de águas subterrâneas e variações de pH. Embora mais estudos sejam necessários para determinar a idade e o tempo de duração do desenvolvimento do silcrete, sabe-se, com base na idade deposicional da Formação Três Barras, que a idade máxima dos silcretes remonta ao Campaniano.

11. Referências bibliográficas

- ABDEL-WAHAB, A.; SALEM, A.M.K.; MCBRIDE. Quartz cement of meteoric origin in silcrete and nonsilcrete sandstones, Lower Carboniferous, Western Sinai, Egypt. **Journal of African Earth Sciences**. 27-2, 277– 290, 1998.
- ALESSANDRETTI, L.; WARREN, L.V.; VAREJÃO, F.G.; RASSI, R.; DOS SANTOS, M.G.M; SILVA, M.N.M.; HONORATO, F.; ESTRADA, M.T.; CUNHA, J.V.O. Uplifting mountains and shaking deserts: volcano- tectonic earthquakes revealed by soft-sediment-deformation structures in Upper Cretaceous aeolian deposits. **Journal of Sedimentary Research**. V.93, 1–19, 2023.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIERA, J.; LLORENS, E.; HILL, S.M.; SAVIN, S.M. Methodological improvements for investigating silcrete formation: petrography, FT-IR and oxygen isotope ratio of silcrete quartz cement, Lake Eyre Basin (Australia). **Chemical Geology**. V. 211, 261–274, 2004.
- ANTONIASSI, E.S. Interações lcalin-sedimentares no cretáceo superior da bacia lcalineopic, mesorregião do Alto Paranaíba, Minas Gerais. 52 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2022.
- BATEZELLI, A.; LADEIRA, F.S.B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 65, 1-24, 2016.

BATEZELLI, A.; BLANCO, L.A.D.; REBELO, T.B. Changes in the stratigraphic architecture as the response to the Upper Cretaceous tectonic and climatic interplay in the Sanfranciscana Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 164, 2024.

CAMPOS, J.E.G; DARDENNE, M.A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269–282, 1 set. 1997a.

CAMPOS, J.E.G; DARDENNE, M.A. Origem E Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283–294, 1 set. 1997b.

CARDOSO, A.R; BASILICI, G.; MESQUITA, A.F. The Cretaceous palaeodesert of the Sanfranciscana Basin (SE Brazil): A key record to track dissolved evaporites in the West Gondwana. **Cretaceous Research**, v. 155, p. 105788, 2024.

CHADWICK, O.A.; HENDRICKS, D.M.; NETTLETON, W.D. Silicification of Holocene soils in Northern Monitor Valley, Nevada. **Soil Science Society of America Journal** 53, 158–164. 1989.

CLARKE, J. The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. **Earth-Science Reviews**, v. 60, n. 3-4, p. 175-194, 2003.

DEL CARMEN GUTIÉRREZ-CASTORENA, M.A; EFFLAND, W.R. Pedogenic and biogenic siliceous features. In: **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Elsevier. P. 471-496. 2010.

DIXON, J.C.; MCLAREN, S.J. In: **Geomorphology of desert environment 2ed** (Anthony J. Parson and Athol D. Abrahams, Eds.). Springer, 123- 151, 2009.

DOVE, P.M.; RIMSTIDT, J.D. Silica-water interactions. In: Heaney, P.J., Prewitt, C.T. & Gibbs, G.V. (Eds) **Silica: Physical Behaviour, Geochemistry and Materials Applications**. **Reviews in Mineralogy** 29. Washington: Mineralogical Society of America, pp. 259–308. 1994.

DUBROEUCQ, D.; THIRY, M. Indurations siliceuses dans des sols volcaniques. Comparison avec des lcaline anciens. *Transactions of the 15th World Congress of Soil Sciences*, Acapulco, Mexico, 10–16 July, Vol. 6a, pp. 445–459, 1994.

ELLIS, F.; SCHLOMS, B.H.A. A note on the Dorbanks (duripans) of South Africa. *Palaeoecology of Africa* 15, 149–157, 1982.

FRANKEL, J. J.; KENT, L. E. Grahamstown surface quartzites (silcretes). **Transactions of the Geological Society of South Africa**, 40: 1-42, 1938.

GIBSON, S.; LEONARDOS, O.; THOMPSON, R. N.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, p. 189-229, 1995.

GOUDIE, A.S. Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes Oxford: Clarendon Press. 1973.

GOUDIE, A.S.; MIDDLETON, N.J. Saharan dust storms: nature and consequences. **Earth-science reviews**, v. 56, n. 1-4, p. 179-204, 2001.

HASUI, Y.; SADOWSI, G.R.; SUGUIO, K.; FUCK, G.F. The phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais state. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47, n. 3-4, p. 431-438, 1975.

HEANEY, P.J. Moganite as an indicator for vanished evaporites: a testament reborn? **Journal of Sedimentary Research** 65 (4), 633-638. 1995.

JERRAM, D.; PETFORD, N. Descrição de rochas ígneas. Guia geológico de campo. 2 ed. São Paulo: Bookman, 2014.

KHALAF, F. I. Petrography and diagenesis of silcrete from Kuwait, Arabian Gulf. **Journal of Sedimentary Petrology**. V. 58, n. 6.1014–1022, 1988.

KNAUTH, L. P. Petrogenesis of chert. In: **Silica**. De Gruyter. p. 233-258. 1994.

LAMPLUGH, G.W. Calcrete. **Geological Magazine** 9, 575. 1902.

LEE, S.Y.; GILKES, R.J. Groundwater geochemistry and composition of hardpans in southwestern Australian regolith. **Geoderma** 126, 59–84, 2005.

LEONARDOS, O.; ULBRICH, M.N.C. Lamproítos de Presidente Olegário, Minas Gerais. In: **Reunião Anual SBPC**. Brasília. V. 39, p. 643, 1987.

LEONARDOS, O.; ULBRICH, M.N.C.; GASPAR, J. C. The Mata da Corda volcanic rocks. **5th International Kimberlite Conference**. *Field Guide Book*. Araxá. CPRM. P. 65-73, 1991.

MCCARTHY, T. S.; ELLERY, W. N. Sedimentation on the distal reaches of the Okavango Fan, Botswana, and its bearing on calcrete and silcrete (gannister) formation, **Journal of Sedimentary Research** A65, 77–90. 1995

MATTÉ, V. Roteiro para descrição de rochas ígneas em campo. 2022.

MESCOLOTTI, P.C. Sistemas eólicos da Formação Três Barras, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana. Dissertação de Mestrado (Universidade Estadual Paulista). 82p. 2017.

MESCOLOTTI, P.C.; VAREJÃO, F.G.; WARREN, L.V.; LADEIRA, F.S.B.; GIANINNI, P.C.F.; ASSINE, M.L. The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance: **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 3, e20190057, 2019.

MIALL, A. D. The Geology of Fluvial Deposits. Berlin, **Springer-Verlag**, 582p., 1996.

MILNES, A.R.; THIRY, M. Silcretes. In: Martini, I.P. and Chesworth, W. (Eds) *Weathering, Soils and Palaeosols. Developments in Earth Surface Processes 2*. Amsterdam: Elsevier, pp. 349–377. 1992.

MILLOT, G. Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. In: Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, tome 13, n°4. pp. 129-146. 1960.

MORAES, L.C.; SEER, H.J.; FOGAÇA, A.C.C.; SGARBI, P.B.A.; SGARBI, G.N.C. Geologia das unidades Cretáceas da área compreendida entre Lagoa Formosa e Carmo Do Paranaíba – Mg. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia, **Anais**....Goiânia, SBG. Vol. 1 P. 337-344, 1986.

MORAES, L.C.; SEER, H.J.; KATTAH, S. Aspectos Petroquímicos Das Rochas Vulcânicas Alcalinas Cretáceas Da Porção Meridional Da Bacia Sanfranciscana, Mg. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, L, Porto Alegre, 1987. **Anais**.... Porto Alegre, SBG, Vol. 1. P.315-318, 1987.

NASH, D.J.; HOPKINSON, L. A reconnaissance Laser Raman and Fourier Transform Infrared survey of silcretes from the Kalahari Desert, Botswana. *Earth Surface Processes & Landforms* 29, 1541–1558. 2004.

NASH, D.; ULLYOTT, J. Silcrete. In D. Nash & S. J. McLaren (Eds.), *Geochemical sediments and landscapes* (pp. 95–143). Oxford, UK: Blackwell, 2007.

Origin Lab. <https://www.originlab.com/>. 1992.

RASSI, R. Origem e significado de estruturas de deformação sinsedimentar na Formação Posse, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. 69 p. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2021.

RIBEIRO, D.T.P. Caracterização dos silcretes do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru na Região do Triângulo Mineiro. **Revista Brasileira de Geociências** v. 30, n. 4, p. 663–664, 2000.

RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V.F.; GOMES, C.B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in Central-Southeastern Brazilian Platform. In:

CominChiaramonti, P., Gomes, C.B. (eds.), **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform**, Edusp, p. 31-55, 2005.

RODRIGUES, A.G.; GALZERANI, J.C. Espectroscopias de infravermelho, Raman e de fotoluminescência: potencialidades e complementaridades. **Revista Brasileira de Ensino de Física**. V. 34, n.4 p. 4309-4318, 2012.

SHAW, P.A.; COOKE, H.J.; PERRY, C.C. Microbialitic silcretes in highly lcaline environments: some observations from Sua Pan, Botswana. *South African Journal of Geology* **93**, 803–808, 1990.

SIMON-COINÇON, R.; MILNES, A.R.; THIRY, M.; WRIGHT, M.J. Evolution of landscapes in northern South Australia in relation to the distribution and formation of silcretes. *Journal of the Geological Society, London* **153**, 467–480, 1996.

SEDORKO, D.; ALESSANDRETTI, L.; WARREN, L.V.; VERDE, M.; RANGEL, C.; RAMOS, K.S.; NETTO, R.G. Trace fossils from the Upper Cretaceous Capacete Formation, Sanfranciscana Basin, Central Brazil. In: **Annales Societatis Geologorum Poloniae**. 2020.

SGARBI, G.N.C. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): Caracterização, diagênese e aspectos químicos. **Revista Brasileira de Geociências**. 21(4):342-354. 1991.

SGARBI, G.N.C. The Cretaceous Sanfranciscan basin, eastern plateau of Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 450-452, 2000.

SGARBI, G.N.C.; HEANMAN, L.M.; GASPAR, J.C. U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *J. S. Am. Earth Science*. 16 (8), 715–724. 2004

SGARBI, G.N.C. Projeto Alto Paranaíba. Capítulo III: Sedimentaç˜ao Do Cretáceo Inferior na Bacia Sanfranciscana: O Grupo Areado. vol. 146p. CODEMIG/UFMG. 2011.

SIEVER, R. Silica solubility, 0° - 200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. **J. Geol.**, 70:127-149. 1962.

SMALE, D. Silcretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia: **Journal Sedimentary Petrology**, v. 43, p. 1077-1089, 1973.

STEPHENS, C.G. Laterite and silcrete in Australia: a study of the genetic relationships of laterite and silcrete and their companion materials, and their collective significance in the formation of the weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australian continent. **Geoderma** 5, 5–52. 1971.

SUMMERFIELD, M.A. Origin and palaeoenvironmental interpretation of sarsens. **Nature** 281, 137–9, 1979.

SUMMERFIELD, M.A. Distribution, nature and genesis of silcrete in arid and semiarid southern Africa. In: D.H. Yaalon (Editor), Axidic Soils and Geomorphic Processes. **Catena**, Suppl, 1982.

SUMMERFIELD, M. A. Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from Southern Africa. **Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam**. N. 41, p. 65–79, 1983a.

SUMMERFIELD, M. A. Geochemistry of weathering profile silcretes southern Cape Province, South Africa. In R. C. L. Wilson (Ed.), residual deposits (pp. 167–178). London, UK: **Geological Society London**, Special Publication 11, 1983b.

SUMMERFIELD, M. A. Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape Coastal Zone, southern Africa: **Journal Sedimentary Petrology**, v. 53, p. 895-910, 1983c.

SUMMERFIELD, M.A. Silcrete. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (Eds) Chemical Sediments and Geomorphology. London: Academic Press, pp. 59–91. 1983d.

TAYLOR, G.; EGGLETON, R.A. Regolith Geology and Geomorphology. Chichester: John Wiley. 2001.

TAYLOR, G.; EGGLETON, R. A. Silcrete: an Australian perspective, **Australian Journal of Earth Sciences**, 64:8, 987-1016, 2017.

THIRY, M.; MILLOT, G. Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. **Journal of Sedimentary Petrology** 57, 343–352. 1987.

THIRY, M.; AYRAULT, M. B.; GRISONI, J. C. Groundwater silcretization and leaching in sands: an example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin. **Geological Society America Bulletin** 100, 1283-1290. 1988.

THIRY, M.; MILNES, A.R. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia. **Journal Sedimentary Petrology**, v 61(1), 111 – 127, 1991.

THIRY, M.; SCHMITT, J.M.; RAYOT, V.; MILNES, A.R. Geochemistry of the bleached profiles of the Tertiary regolith of inland Australia. **COMPTES RENDUS DE L ACADEMIE DES SCIENCES SERIE II**, v. 320, n. 4, p. 279-285, 1995.

THIRY, M; BEN BRAHIM, M. Groundwater silicifications in the calcareous facies of the Tertiary piedmont deposits of the Atlas Mountain (Hamada du Guir, Morocco). **Geodinamica Acta** 10, 12–29. 1997.

THIRY, M. Diversity of continental silification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (Eds) *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special Publication 27, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Science, pp. 87–127, 1999.

THIRY, M.; MILNES, A.R., RAYOT, V.; SIMON-COINÇON, R. Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the Tertiary regolith of inland Australia. **Journal of the Geological Society, London** 163, 723–736, 2006.

THIRY, M.; MILNES, A.R., Silcretes: Insights into the occurrences and formation of materials sourced for stone tool making. **Journal of Archaeological Science: Reports** 15. 500–513. 2017.

ULLYOTT, J.S.; NASH, D.J.; WHITEMAN, C.A.; MORTIMORE, R. Distribution, petrology and mode of development of silcretes (sarsens and puddingstones) on the eastern South Downs, UK. **Earth Surface Processes and Landforms**, 29, 1509–1539. 2004.

ULLYOTT, J.S.; NASH, D.J. Micromorphology and geochemistry of groundwater silcretes in the eastern South Downs, UK. **Sedimentology** 53, 387–412. 2006

ULLYOTT, J. S.; NASH, D. J. Distinguishing pedogenic and non-pedogenic silcretes in the landscape and geological record. **The Geologists' Association**. v. 127, p. 311–319, 2016.

UHLEIN, A.; FONSECA, M.C.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.C. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília-Setores setentrional e meridional. **Geonomos**, v. 20 n. 2, 1-14, 2012.

WATCHMAN, A.L.; TWIDALE, C.R. Relative and ‘absolute’ dating of land surfaces. **Earth-Science Reviews** 58, 1–49. 2002.

WEBB, J.A.; GOLDING, S.D. Geochemical mass-balance and oxygen-isotope constraints on silcrete formation and its paleoclimatic implications in Southern Australia. **Journal of Sedimentary Research**. 68-5, 981–993. 1998.

WILLIANS, L. A.; CRERAR, D. A. Silica Diagenesis, II. General mechanisms. **Journ'al Sedimentary Petrology** 55, 312-321. 1985.

WOOLNOUGH, W. G. Presidential Address: Part I. The chemical criteria of peneplanation. Part II. The duricrust of Australia. **Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales**, 61, 1–53, 1927.

WOPFNER, H. Silcretes of northern South Australia and adjacent regions. In: Langford-Smith, T. (Ed.), *Silcrete in Australia*. University of New England, Australia. pp. 304. 93–141, 1978.

WOPFNER, H. Environment of silcrete formation: a comparison of examples from Australia and the Cologne Embayment, West Germany. In: Wilson, R.C.L. (Ed.) *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*. Special Publication 11, **Geological Society of London**, pp. 151–157, 1983.

ZALÁN, P.V.; ROMEIRO-SILVA, P.C. Bacia do São Francisco. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 561-571, 2007.