



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO



**ESTUDO DE FÁCIES CARBONÁTICAS FORMADAS A PARTIR DE FONTES
HIDROTERMAIS ATIVAS NA GROTA DA FERVEDEIRA, BODÓ (RN)**

SARAH BORGES SILVA

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Curso de Graduação de
Geologia da Universidade de Brasília para a
obtenção do Grau em Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Ventura
Santos

Co-Orientadores: Dr. Francisco Valdir
Silveira e Dra. Lucieth Cruz Vieira

BRASÍLIA

2022

Sarah Borges Silva

**ESTUDO DE FÁCIES CARBONÁTICAS FORMADAS A PARTIR DE FONTES
HIDROTERMAIS ATIVAS NA GROTA DA FERVEDEIRA, BODÓ (RN)**

Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Ventura Santos

Co-Orientadores: Dr. Francisco Valdir Silveira e Dra. Lucieth Cruz Vieira

BRASÍLIA

2022

FOLHA DE APROVAÇÃO - TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ESTUDO DE FÁCIES CARBONÁTICAS FORMADAS A PARTIR DE FONTES HIDROTERMAIS ATIVAS NA GROTA DA FERVEDEIRA, BODÓ (RN)

Sarah Borges Silva

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília - UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Aprovação concedida por Banca Examinadora composta por:

Roberto Ventura Santos – Orientador

Professor Associado III da Universidade de Brasília – UnB
Doutorado em Geophysical Sciences – University of Chicago

Claudinei Gouveia de Oliveira – Membro

Professor Titular da Universidade de Brasília – UnB
Doutorado em Geologia – Universidade de Brasília

Martino Giorgioni – Membro

Professor Adjunto da Universidade de Brasília – UnB
Doutorado em Ciências Naturais – ETH Zurique

Brasília/DF – 06 de Maio de 2022

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não teria sido possível sem as várias mãos que me ajudaram ao longo deste percurso. A quantidade de pessoas que fizeram deste trabalho possível é enorme e seria injusto não agradecer a todos, mas seria inviável colocar o nome de todos neste pequeno texto. Porém, gostaria de destacar algumas pessoas que disponibilizaram muito do seu tempo para me ajudar com dúvidas, auxílios e atenção.

Em primeiro lugar preciso agradecer duas pessoas sem a qual eu não teria chegado até aqui: minha mãe Sueli Martins, que me criou sozinha apesar de todas as dificuldades, e meu parceiro de vida Arthur Rodrigues, que foi o meu pilar nos vários momentos de dificuldades.

A ajuda dos professores Lucieth Cruz, Elton Dantas, Roberto Ventura e Francisco Valdir foi muito importante no auxílio da execução deste trabalho, disponibilizando do tempo deles sempre que possível para atender qualquer dúvida que eu tivesse. Também gostaria de agradecer a toda a equipe do laboratório de Geocronologia que me auxiliaram com dúvidas, equipamentos e análises, em especial ao André ‘foguinho’ Alvim, André Pullen e Artur Moraes por disponibilizarem muito do seu tempo para me auxiliar com equipamentos e análises, e a Jeane Grasyelle por disponibilizar o espaço do laboratório para a realização das análises deste trabalho.

Esse trabalho foi realizado através da parceria entre o IG-UnB com a Petrobras, como parte do projeto: “Análise Mineralógica, química e isotópica de carbonatos do pré-sal com alta resolução espacial: implicações para as alterações diagenéticas e hidrotermais”.

RESUMO

O projeto ‘Estudo de Fácies Carbonáticas formadas a partir de Fontes Hidrotermais ativas na Grotta da Fervedeira, Bodó (RN)’ consiste no Trabalho de Conclusão de Curso de graduação em Geologia, realizado durante o primeiro semestre de 2022. O objeto central de estudo deste trabalho foram os Carbonatos do Recente, que ocorrem ao longo do Riacho Grotta da Fervedeira, uma drenagem que contém uma exposição do embasamento cristalino de idade paleoproterozóica. Os carbonatos ocorrem de forma pontual ao longo do riacho da Grotta da Fervedeira, com fontes hidrotermais ativas ocorrendo em zonas de fratura no embasamento. Foram analisadas amostras de água coletadas na área e entorno, e rochas de fácies carbonáticas que ocorrem ao longo da drenagem. A nascente do Riacho Grotta da Fervedeira fica localizada no topo da Serra de Santana, um platô com cerca de 700 metros de altitude, que consiste em arenitos da Formação Serra do Martins, soerguidos junto com o embasamento cristalino, por uma fonte termal que causa um domeamento na região. Os resultados obtidos através dos dados isotópicos de ^{13}C e $\delta^{18}\text{O}$ feitos nessas amostras, indicam que o sistema hidrotermal ativo da Grotta da Fervedeira, pode estar relacionado com os mármorees da Formação Jucurutu que afloram a NE da área, com os fluídos carbonatados tendo sua origem a partir da interação dessas rochas, com águas subterrâneas e com a fonte termal que causa o domeamento na região.

Palavras-Chave: Riacho Grotta da Fervedeira, Carbonatos do Recente, Fontes Hidrotermais, Precipitado, Fácies Carbonáticas.

ABSTRACT

The project 'Estudo de Fácies Carbonáticas formadas a partir de Fontes Hidrotermais ativas na Grota da Fervedeira, Bodó (RN)' consists in the final paper of the undergraduate course in Geology, developed during the first semester of 2022. The study focus on Recent Carbonates that occur along the Riacho Grota da Fervedeira, a drainage along which outcrop Paleoproterozoic crystalline basement rocks. Carbonates occur at specific sites along the Grota da Fervedeira creek in which active hydrothermal vents are controlled by fracture zones of the basement. Water and carbonate rock samples collected in the creek area and surrounding were analyzed for geochemical parameters. The spring of the Riacho Grota da Fervedeira is located at the Serra de Santana's top, a plateau with about 700 meters of altitude, which consists of sandstones from the Serra do Martins Formation. These rocks were uplifted along with the crystalline basement by a hot source that causes a dome uplifting in the region. Our results (trace-elements, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) indicate that the active hydrothermal system of Grota da Fervedeira may be related to the marbles of the Jucurutu Formation that outcrop at NE of the area. We argue that carbonate-rich fluids are derived from the interaction of the Jucurutu carbonates with groundwater heated fluids, probably related to uplifting in the region.

Keywords: Riacho Grota da Fervedeira, Recent Carbonates, Hydrothermal Springs, Precipitate, Carbonatic Facies.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.1: Mapa de Localização da área de mapeamento.....	19
Figura 2.1: Atividade das diferentes espécies no sistema carbonático em função do pH. Retirado de White (2011); Fonte original: Drever (1988).....	22
Figura 2.2: Seção esquemática das quatro morfologias de fontes hidrotermais encontradas no Parque Yellowstone; A) Cone subaquoso; B) Monte Dômico; C) Terraços; D) Morfologia do tipo Reservatório (Retirado de Guidry & Chafetz, 2003)	24
Figura 2.3: Desenho esquemático dos diferentes tipos de porosidade (Retirado de Tonietto, 2010; Fonte original: Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).....	28
Figura 2.4: Mapa Geológico da Província Borborema (Retirado de Paiva, 2004; fonte original Jardins de Sá (1994) e Santos (1996)).....	42
Figura 2.5: Arcabouço tectoestrutural do estado do Rio Grande do Norte (Fonte: Angelim, L. A. A. Medeiros, V. C., Nesi, 2006).....	45
Figura 2.6: Mapa geológico simplificado da faixa Seridó. (Fonte original: Jardins de Sá (1994); Retirado de Barros (1998)).	46
Figura 2.7: Estágios Sin-Rifte II (a) e Sin-Rifte III (b) (Retirado de Silveira, 2006; Fonte Original: Matos, 1992).	49
Figura 3.1: a) Coleta de amostras em vials; b) Ambientação de frascos e coleta de amostras de água; c) Filtragem e adição de ácido nas amostras de água; d) Coleta de amostras de água e gás carbônico em mina subterrânea; e) Medição in loco de condutividade e temperatura das amostras de água; f) Medição da concentração de CO ₂	54
Figura 3.2: Espectômetro de massa IRMS DELTA V, utilizado na leitura de isótopos estáveis	57
Figura 4.1: Mapa gamaesctométrico de composição ternária (a) e de percentual de Potássio (b), destacando o limite do município de Bodó e a área da Grota da Ferveadeira.	61
Figura 4.2: Mapa Geológico simplificado do município de Bodó. Fonte: Mapeamento Geológico - CPRM na escala 1:100.000, disponível no portal Geosgb.	63
Figura 4.3: Contato entre os arenitos da Formação Serra do Martins e o embasamento consituído pelo Complexo Caicó.....	65
Figura 4.4: Mapa Geológico esquemático da área Grota da Ferveadeira	66
Figura 4.5: a) Ortognaisses do Complexo Caicó alterado; b) Afloramento do Ortognaisse Caicó alterado, constituindo um saprolito em que é possível observar os domínios mais félsicos e domínios máficos; c) Domínio de composição félsica do ortognaisse; d) Foliações no gnaisse e anfibolito ocorrendo entre as foliações, destacado pela linha tracejada amarela; e) Gnaisse migmatizado ocorrendo ao longo da drenagem do Riacho Grota da Ferveadeira; f) Veios pegmatíticos cortando o gnaisse.	67
Figura 4.6: a) veios anfibolíticos falhados e deformados de forma dúctil; b) veios de óxido de ferro cortando veios pegmatíticos; c) Veios potássicos; d) Relação entre os veios anfibolíticos e os veios pegmatíticos.	68
Figura 4.7: Afloramento do mármore Jucurutu na borda NE da Serra de Santana.	71
Figura 4.8: a) Afloramento do Granito Suíte Dona Inês na área da Grota da Ferveadeira; b) Granito hidrotermalizado, possuindo porções brechadas pelo fluído hidrotermal; c) contato migmatizado do granito Suíte Dona Inês com o Gnaisse do Complexo Caicó; d)	

Contato da fácies Granito Hidrotermalizado com o gnaissse do Complexo Caicó e afloramento da fácies crosta cristalina.....	73
Figura 4.9: Aspectos macroscópicos e microscópicos da fácies Gh; a) Cristais com bordas arredondadas (NX); b) Grãos fraturados e brechados pela hidrotermalização (NP); c) Seção delgada da fácies Gh, com veio carbonático no centro.....	74
Figura 4.10: Localização das principais áreas de ocorrência do magmatismo Mesozoico na Província Borborema (Retirado de Silveira, 2006; Fonte original: Almeida, 1988).....	76
Figura 4.11: Afloramento do dique Rio Ceará-Mirim; a) Vista em planta do dique cortando o ortognaissse do Complexo Caicó; b) Epidotização no contato do dique com o ortognaissse.....	77
Figura 4.12: a) Arenito de granulometria média aflorando em corte de estrada, na Serra de Santana b) Laterita ocorrendo acima do arenito na Serra de Santana; c) Bloco rolado da fácies arenito conglomerático, encontrado na base do Riacho Grota da Fervedeira.	79
Figura 4.13: Aspectos macroscópicos e microscópicos das fácies CII e Clg. a) Fácies Calcário Litoclástico Laminar (1) e Fácies Calcário Litoclástico Granular (2) em amostra de mão; b) Seção delgada da fácies CII em nicóis cruzados; c) Finas laminações na fácies CII, possivelmente de cimento ferruginoso, que ocorrem entre as laminações e raft (Nicóis paralelos); d) Seção delgada da fácies Clg em nicóis cruzados; e) Grãos alongadas da fácies Clg, provavelmente bioclastos, com preenchimento da cavidade central por cimento calcítico (Nicóis cruzados); f) Grão de feldspato alterado da fácies Clg, envelopado por micrita, e crescimento de calcita em forma de agulha (Nicóis cruzados);.....	81
Figura 4.14: Aspectos texturais das microfácies Clg-2 e Clg-3; a) Amostra de mão da microfácies Clg-2, fazendo contato com a fácies Ccc; b) Amostra de mão da microfácies Clg-3, evidenciando a sua alta porosidade e intensa alteração; c) Impregnações ferruginosas no cimento carbonático, ocorrendo ao redor de óxidos na microfácies Clg-2 (Nicóis Paralelos); d) Mineralogia e aspecto textural da microfácies Clg-3 (Nicóis Cruzados);.....	83
Figura 4.15: Amostras de mão caracterizadas como fácies crosta cristalina	85
Figura 4.16: Características mineralógicas e texturais da microfácies Ccc-1. Setas laranjas marcam intervalos de precipitação. a) Amostra de mão onde é possível visualizar a relação entre as microfácies Ccc-1, Ccc-2, Clg-3. A microfácies Ccc-1 em contato com a Clg-3, foi distinguida através da análise microscópica; b) cristais calcíticos maclados e com clivagem bem definida (Nicóis Cruzados); c) Seção delgada mostrando as características microscópicas da microfácies Ccc-1 (Nicóis Cruzados); d) intervalo de precipitação da Ccc-1, onde os cristais aparentam precipitar a partir da zona oxidada (Nicóis paralelos); e) faixa ferruginosa com aprentes núcleos de ooides (Nicóis paralelos);	86
Figura 4.17: : a) Seção delgada com destaque para a relação entre as microfácies Ccc-1, Ccc-2 e Clg-3 (NX); b) Seta preta mostrando um intervalo de precipitação, com cristais irregulares e poros se formando a partir desta faixa (NP); c) (NP) e d) (NX): Detalhe dos centros micríticos que os cristais da fácies Ccc-2 parecem ter origem; e) Limite entre a fácies Clg-3 e a microfácies Ccc-1 (NP).	88
Figura 4.18: a) Amostra de mão da fácies Ccc; b) Cristais com macla encontrados na microfácies Ccc-1 (NP); c) Seção delgada mostrando a ciclicidade das microfácies e as suas relações, com seta laranja destacando os principais intervalos de precipitação (NX); d) Cristais menores se formando dentro de cristais maiores, criando um aspecto	

poiquilotópico (NX); e) Seta preta destacando um dos intervalos de precipitação que ocorrem na microfácies Ccc-1 (NP).	91
Figura 4.19: a) Amostra de mão mostrando a relação das microfácies Ccc-1 e Ccc-2, com a seta preta destacando o intervalo de precipitação que delimita as duas microfácies; b) Eixo de crescimento dos cristais em pena da microfácies Ccc-1; c) Seção delgada da microfácies Ccc-1, em que os cristais ocorrem com crescimento em pena; d) Porção superior da amostra em a, mostrando um contato com uma fácies que aparenta ser a fácies Clg; e) Crescimento dômico da microfácies Ccc-2.	93
Figura 4.20: a) Cristais esferulíticos da microfácies Ccc-3 (NX); b) Estrutura deformada na microfácies Ccc-3, com impregnações ferruginosas (NP); c) Seção delgada demonstrando a relação entre as microfácies Ccc-2 e Ccc-3, com seta laranja indicando o intervalo de precipitação entre as duas fácies, denominada de “massa folheada”; d) Cristal de Biotita alterado, com pleocroísmo característico ainda preservado; e) Litoclasto envelopado pela “massa folheada”.	96
Figura 4.21: a) Cristais de calcita espática da microfácies Ccc-4 (NX); b) Intervalo de precipitação que limita a microfácies na sua porção superior, sendo marcada por uma laminação botroidal micrítica (NP) ; c) Intervalo de precipitação que limita a porção inferior da microfácies, sendo marcado por finas lâminas ferruginosas (NP); d) Maior detalhe de c, com destaque para a presença de pelotilhas ferruginosas.	96
Figura 4.22: Aspecto microscópico da microfácies Ccc-5; a) Crescimento laminar em volta do cristal central (NP); b) Aspecto esferoidal dos cristais (NX); c) Cimento em franja envolvendo grão esferulítico; d) Bordas angulosas, indicando um possível processo de reabsorção (NX); e) Cristal com crescimento radial (NX); f) Seta preta mostrando o intervalo de precipitação, com contato abrupto (NX).	97
Figura 4.23: 1, 2, 3 e 4: Amostras de mão classificadas como pertencentes a fácies Clo.	98
Figura 4.24: Aspectos macroscópicos e microscópicos da fácies Clo; a) Amostra de mão com restos orgânicos calcificados; b) Aglomerados de pelotilhas (NX); c) Recristalizações da micrita para calcita micro-espática; d) Núcleos micríticos de ooides; e) cristais euédricos; f) Cristal de óxido com crescimento botroidal crescendo ao redor de rafts.	99
Figura 4.25: Seções delgadas das amostras destacadas na Fig. 11. a) Seção delgada da amostra 1 (NX); b) Seção delgada da amostra 4 (NX); c) Seção delgada da amostra 3 (NX); d) Seção delgada da amostra 2 (NX).	101
Figura 4.26: Aspectos microscópicos da fácies Clo; a) Cristais esferoidais se formando entre cavidades de rafts (NX); b) Cristal com padrão de crescimento estromatolítico(NP); c) Pelotilhas micríticas com recristalização para calcita micro-espática (NX); d) Grãos terrígenos entre laminações micríticas (NX); e) Estruturas arredondadas que se assemelham a fósseis de conchas (NX); f) Calcita micro-cristalina peloidal (NX).	102
Figura 4.27: Aspectos macroscópicos e microscópicos da fácies Co; a) Amostra de mão da fácies Co; b) Detalhamento dos Ooides e a forma de ocorrência dos seus núcleos (NP); c) Seção delgada da amostra em a (NX); d) Estrutura irregular, de composição micrítica, com aspecto de precipitação biogênica; e) Cristal com padrão de crescimento estromatolítico; f) Laminação ferruginosa envelopando oncólitos e ooides ferruginosos; g) Ooide de núcleo composto, possuindo laminações recristalizadas a partir da micrita para formar calcita micro-espática.	105

Figura 4.28: Aspectos microscópicos e macroscópicos da fácies Tufa calcárea. a) Aspecto da amostra de mão da fácies Tc; b) Precipitados calcíticos, com forma circular, preenchendo cavidade em amostra de mão; c) Seção delgada da fácies Tc (NX); d) Poro revestido; e) Estruturas alongadas, similares a rafts, com cristais de calcita espática crescendo a partir dessas estruturas.	106
Figura 4.29: Aspecto macroscópico da fácies Cc.	107
Figura 4.30: Afloramentos das fácies Cc, CII, Ccc e Clg; a) Afloramento em planta da fácies Cc; b) Fácies Clg ocorrendo acima da fácies Cc; c) Fácies Clg na base e CII ocorrendo no topo; d) Bloco da fácies Ccc com cavidades formadas a partir de bolhas; e) e f) Fácies Ccc afloramento em fratura extensiva nos Gnaisses do Complexo Caicó; g) Detalhe do afloramento da fácies Ccc, com setas pretas destacando os diversos intervalos de precipitação; h) Contato da fácies Cc com o Gnaisse do Complexo Caicó.	109
Figura 4.31: a) Boca do Poço Ferv; b) Afloramento da fácies Tc que se formaram a partir do escoamento da água carbonatada proveniente do poço ferv; c) Árvore petrificada, ocorrendo nas fácies Clg; d) Afloramento da fonte hidrotermal fechada; e) Seta preta destacando o precipitado carbonático sobre o ortognaisse que ocorrem ao longo da drenagem da Grota da Ferveadeira; f) Amostra de mão da fácies Clo.	111
Figura 4.32: Ilustração simplificada do arígem do precipitado que ocorre no ponto Poço Ferv.	113
Figura 4.33: Mapa de Localização do afloramento denominado ponto 20, onde ocorre uma fonte hidrotermal ativa ao longo da drenagem do Riacho Grota da Ferveadeira. A seta preta indica o vent, por onde o fluído carbonático chega até a superfície.	114
Figura 4.34: Modelo 3D feito no afloramento da fonte hidrotermal ativa, denominada de ponto 20.	115
Figura 4.35: Mapa de localização do afloramento onde é possível indentificar uma antiga fonte hidrotermal, cujo vent foi fechado pelo precipitado.	116
Figura 4.36: Modelo 3D feito no afloramento da antiga fonte hifrotermal.	117
Figura 4.37: Mapa de localização do afloramento denominado Poço Ferv, onde é possível observar uma zona de precipitado carbonático no local onde a água do poço jorrante fluiu pela superfície.	118
Figura 4.38: a) Pequena fonte hidrotermal fechada, ocorrendo ao longo de fraturamentos no ortognaisse; b) precipitado carbonático formado a partir do escoamento do fluído carbonático em a, ao longo de uma zona de fratura no ortognaisse; c) fonte hidrotermal ativa, com o fluído hidrotermal atingindo a superfície por meio de fraturamentos.	119
Figura 4.39: a) Dobras em foliações do gnaisse do complexo Caicó, com o contorno dos polos das foliações evidenciando uma dobra com sigma 1 NW-SE; b) Lineações observadas em gnaisses aflorando em cotas acima de 550 m, com medidas de lineação possuindo um trend NNE.	121
Figura 4.40: Zonas catacladasas muito alteradas, com medidas estruturais destes planos.	122
Figura 4.41: Deformação dúctil em bandamentos do ortognaisse do Complexo Caicó e em zonas migmatizadas, sendo falhadas por um regime rúptil.	122
Figura 4.42: a) Sistema de cruzamento de fraturas, com diagrama de rosetas mostrando as principais direções de fraturamentos no Gnaisse do Complexo Caicó (n = 78); b) Par de fraturas conjugadas, preenchidas por carbonato (Martelo apontando para N).	123

Figura 4.43: a) veios máficos anfibolíticos do complexo Caicó deformados e falhados; b) Veio pegmatítico cortando os veios máficos, com diagrama de roseta mostrando as direções principais destes veios (n = 5).	124
Figura 4.44: a) Fratura extensiva em ortognaisse do Complexo Caicó, preenchida por veios de óxido de ferro, com diagrama de roseta mostrando as principais direções em que estes veios ocorrem (n = 19); b) Óxido de ferro em parede de falha ao longo do Riacho Grota da Ferveadeira; c) Veio potássico cortando veio pegmatítico, com diagrama de roseta mostrando as principais direções desses veios; d) Veio potássico deformado, com veio carbonático cortando-o no seu centro.	125
Figura 4.45: a) fraturamentos preenchidos por óxido de ferro brechados e deformados; b) veio carbonático preenchendo o centro de um veio de óxido de ferro, com diagrama de roseta mostrando as principais direções de veios carbonáticos (n = 12).	126
Figura 4.46: Pequenas emanções de fontes hidrotermais se formando em zonas fraturas no gnaisse, com diagrama mostrando os planos de fratura medidos nesse afloramento e o plano médio em preto.	126
Figura 4.47: a) fraturamentos no granito da Suíte Intrusiva Dona Inês, com diagrama de roseta mostrando as principais direções de fraturas obtidas nos granitos (n = 9); b) Seta preta destacando fraturas escalonadas no granito.	127
Figura 4.48: Afloramento do mármore Jucurutu à NE da área mapeada. Com diagrama de roseta destacando as principais direções de fraturas medidas (n = 6); e projeção do dip direction do acamamento medido neste afloramento (n = 3). Obs: Afloramento fora da área mapeada.	128
Figura 4.49: Sistema de esforços, atuante no Quaternário (Retirado de Menezes, 1999)	129
Figura 4.50: Pontos de coleta de amostras de água no município de Bodó, destacando as principais litologias dos pontos de coleta.	130
Figura 4.51: Gráfico pH vs Condutividade (mS), das amostras de água analisadas. ...	132
Figura 4.52: Resultados das análises isotópicas das amostras de água.	134
Figura 4.53: Solubilidade do Si em equilíbrio com quartzo e sílica amorfa (Retirado de White, 2011)	135
Figura 4.54: Resultado das análises isotópicas, com destaque para o seu ponto de coleta. Amostras: a) 10A; b) 10B; c) 12; d) 12-4; e) 15; f) 16; g) 12-1 superior; h) 17; i) 18; j) FERV-07; k) FERV-08; l) FERV-09; m) 12-1 inferior.....	142
Figura 4.55: Gráfico isótopos estáveis das amostras de rocha	143
Figura 4.56: Gráfico isótopos estáveis das fácies carbonáticas obtidas	144
Figura 4.57: Gráfico $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das amostras de água, gás e rocha.	145

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2-1: Critérios diagnósticos que ajudam a distinguir cimentos de estruturas neomórficas. (Modificado, fonte original disponível em < https://www.geological-digressions.com/mineralogy-of-carbonates-neomorphism/ >)	31
Tabela 2-2 Principais características que diferenciam Travertinos e Tufas (modificado de Capezzuoli et al., 2014)	33
Tabela 2-3 Classificação de depósitos de tufa de acordo com o tipo de estrutura, podendo ser aplicado para travertinos (modificado de Ford & Pedley, 1996)	36
Tabela 2-4: Classificação estratigráfica do Cenozóico Nordeste (Retirado de Barros, 1998; Fonte original Mabesoone et al.,1972).....	43
Tabela 4-1: Análises realizadas em campo nos pontos de coleta de água. As medidas em vermelho marcam que a leitura atingiu o limite de leitura do equipamento.	132
Tabela 4-2: Resultados das análises isotópicas das amostras de água.	133
Tabela 4-3: Resultado das análises químicas realizadas para as amostras de água. Id = Limite de detecção do equipamento.	138
Tabela 4-4: Resultado das aliquotas analisadas da amostra 10B	142
Tabela 4-5: Resultado das aliquotas analisadas da amostra 12-1 superior	143

Sumário

1. Introdução	16
1.1 Objetivos.....	17
1.2 Justificativas	17
1.3 Localização e Aspectos Fisiográficos da Área	18
2. Revisão conceitual e Geologia Regional	21
2.1.1 Precipitação de Carbonatos de Cálcio e soluções água-carbônicas.....	21
2.1.2 Sistemas Hidrotermais.....	22
2.1.3 Diagênese	25
2.1.4 Cimentação	26
2.1.5 Porosidade	28
2.1.6 Neomorfismo	30
2.1.7 Travertinos e Tufas	32
2.1.8 Isótopos	37
2.1.8.1 Isótopos de C e O	38
2.1.8.2 Isótopos de Sr	40
2.2 Geologia Regional.....	41
2.2.1 Província Borborema	41
2.2.2 Grupo Barreiras	42
2.2.2.1 Formação Serra do Martins.....	43
2.2.3 Domínio Rio Piranhas - Seridó.....	44
2.2.4 Embasamento Cristalino	45
2.2.5 Eventos Magmáticos Meso-Cenozóicos	47
2.2.5.1 Rio Ceará-Mirim	47
2.2.5.2 Serra do Cuó	47
2.1.1.1 Macau	47
2.1.2 Evolução Tectônica.....	48
3. Materiais e métodos.....	50
3.1 Revisão Bibliográfica	50
3.2 Etapa de Campo	50
3.2.1 Etapa Pré-Campo.....	50
3.2.2 Etapa de Campo	52
3.2.2.1 Coleta de amostras de rocha.....	52
3.2.2.2 Coleta de amostras de água e gás.....	52

3.2.2.3	Medidas in loco	53
3.2.2.4	Aquisição de imagens de drone	55
3.2.3	Etapa Pós-Campo	55
3.2.3.1	Análise Petrográfica	55
3.2.3.2	Análise Isotópica	55
➤	Análise de isótopos estáveis de C e O	56
➤	Análise isotópica de Sr	58
3.2.3.3	ICP-OES	59
4.	Resultados e Discussões	60
4.1	Geologia da Grota da Ferveadeira e entorno	60
4.1.1	Interpretação Geofísica	60
4.1.2.1	Complexo Caicó	63
4.1.2.2	Grupo Seridó	69
➤	Formação Jucurutu	69
➤	Formação Seridó	71
4.1.2.3	Suíte Intrusiva Dona Inês	72
4.1.2.4	Magmatismo Macau	75
4.1.2.5	Rio Ceará-Mirim	76
4.1.2.6	Formação Serra do Martins	77
4.2	Petrografia e Formas de Ocorrência dos Carbonatos Hidrotermais da Grota da Ferveadeira	80
4.2.1	Calcário Litoclástico Laminar (Cll)	80
4.2.2	Calcário Litoclástico Granular (Clg)	82
4.2.2.1	Clg-1	82
4.2.2.3	Clg-3	84
4.2.3	Crosta Cristalina carbonática (Ccc)	85
4.2.3.1	Microfácies Ccc-1	87
4.2.3.2	Microfácies Ccc-2	90
4.2.3.3	Microfácies Ccc-3	90
4.2.3.4	Microfácies Ccc-4	92
4.2.3.5	Microfácies Ccc-5	94
4.2.4	Calcário com Laminação Ondulada (Clo)	97
4.2.5	Calcário Oopisolítico (Co)	103
4.2.6	Tufa Calcária (Tc)	105
4.2.7	Conglomerado calcítico (Cc)	107

4.3	Geologia Estrutural.....	120
4.4	Geoquímica de Águas e Carbonatos da Região da Grota da Fervedeira	129
4.4.1	Coleta de amostras	130
4.4.2	Medidas em campo	131
4.4.3	Análise Isotópicas em água e gás.....	133
4.4.4	Química elementar da água.....	134
4.4.5	Análises isotópicas em rocha.....	136
4.4.6	Amostras de água/gás vs Amostras de rocha	137
5.	Considerações Finais	146
6.	Referências Bibliográficas.....	147
	ANEXO I - RELEVO	152
	ANEXO II – LOCALIZAÇÃO.....	153
	ANEXO III – MAPA BASE	154
	ANEXO IV – ÁREA DE ESTUDO.....	155
	ANEXO V – VIAS DE ACESSO	156

1. Introdução

Este relatório se refere ao Trabalho de Conclusão do Curso (TCC) de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, realizado durante o semestre 2/2021, sob a orientação do professor Dr. Roberto Ventura, do Dr. Francisco Valdir Silveira e da Dra. Lucieth Cruz.

A área estudada compreende o Riacho Grotta da Fervedeira, Rio Grande do Norte, que constitui um vale no qual é possível observar rochas do embasamento pertencentes ao Complexo Caicó. A área fica localizada na aba norte da Serra de Santana ou platô de Santana, no estado do Rio Grande do Norte. Nesta região, são comuns feições do tipo escarpas de erosão, cuevas e anfiteatros, marcando o desequilíbrio recente dos platôs (Barros, 1998). As feições destes platôs foram estudadas pela primeira vez por Moraes (1924), que inseriu as rochas sedimentares detríticas na Formação Serra do Martins, como pertencentes ao Grupo Barreiras.

Na região ocorrem rochas sedimentares químicas associadas a um sistema hidrotermal ativo. Os poucos estudos sobre essas rochas, são focados na análise estrutural das falhas e fraturas com precipitados carbonáticos. Estudos mais aprofundados podem aumentar o entendimento dos processos envolvidos na formação desses precipitados a partir de sistemas hidrotermais ativos, e ajudar a fomentar o estudo de carbonatos continentais, ainda pouco estudados no Brasil.

Este trabalho aborda a descrição, análise faciológica e geoquímica dos carbonatos formados na Grotta da Fervedeira. Foram estudadas também águas superficiais e subterrâneas da Serra de Santana, na Grotta da fervedeira, no olho d'água Azedo e da cidade Bodó. O estudo incluiu análises isotópicas das águas e das rochas, e análises químicas elementares nas amostras de água. Também foi elaborado um mapa geológico simplificado, em uma área de aproximadamente 4,5 Km² na Grotta da Fervdeira, onde foram feitas imagens aéreas com uso de drone nas principais ocorrências de carbonatos.

A estrutura deste trabalho consiste em: a) revisão bibliográfica sobre os principais conceitos e teorias envolvidos no desenvolvimento desta pesquisa; b) Geologia Regional, descrevendo as formações mais relevantes para este trabalho e a evolução geológica da região; c) Materiais e Métodos, onde é descrita toda a metodologia usada para elaboração da pesquisa; d) Resultados, onde consta a Geologia local e o mapa geológico simplificado

da Grota da Ferveadeira, bem como o resultado obtido para as análises químicas e a análise faciológica dos carbonatos; e) Conclusão deste relatório.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo realizar um estudo sobre o sistema hidrotermal ativo que se desenvolveu na região da Grota da Ferveadeira, Bodó-RN. A partir da análise de águas coletadas no topo da Serra de Santana, na cidade de Bodó e nos riachos Grota da Ferveadeira e Olho d'água azedo, bem como análise dos carbonatos recentes desenvolvidos a partir desse sistema, espera-se entender os processos envolvidos no desenvolvimento deste sistema.

O entendimento do processo hidrotermal ajudará a compreender os processos que dão origem a precipitação de carbonatos recentes que ocorre na área (calcários e travertinos). Esses carbonatos ocorrem ainda cimentando o cascalho presente no leito de drenagem (conglomerados recentes) e na forma de alterações hidrotermais sobre o embasamento cristalino.

Ao fim deste estudo elaborou-se um mapa geológico simplificado da região da Grota da Ferveadeira na escala de 1:20.000. A área do mapa possui cerca de 4,5 Km² nos quais foram coletados dados estruturais e observações de campo. Com as amostras obtidas, foram feitas análises microscópicas para a classificação das diferentes fácies, e também análises isotópicas, que possibilitaram o entendimento da gênese dessas rochas e suas relações com as águas hidrotermais da região. Sugere-se que a ocorrência de carbonatos hidrotermais associados a rochas do embasamento pode representar um análogo em relação ao pré-sal das bacias de Campos e Santos. Nessas duas bacias há indicações que os carbonatos estão associados a rochas do embasamento.

1.2 Justificativas

O estudo da região da área no Riacho Grota da Ferveadeira possui relevância científica devido a ocorrência de precipitações carbonáticas Recentes. O estudo destes carbonatos pode contribuir para o entendimento dos processos que controlam os ambientes de formação deste tipo de depósitos e para um melhor entendimento da importância destes processos na evolução de bacias continentais.

Os depósitos de carbonatos que se formam na região podem ser classificados como travertinos e tufas, um tipo de precipitação de carbonatos que se formam em ambientes continentais, sem estarem relacionados com ambientes marinhos. Travertinos possuem relevância econômica por serem rochas ornamentais muito utilizadas na construção civil, sendo usados em Roma na construção do Coliseu, por exemplo. Além disso, esse tipo de rocha possui uma relevância científica como um possível marcador paleoclimático, e por estudos recentes mostrarem que as rochas reservatório do pré-sal podem possivelmente ser classificadas como travertinos (Claes et al., 2015).

1.3 Localização e Aspectos Fisiográficos da Área

A área estudada fica localizada na porção central do estado do Rio Grande do Norte, no município de Bodó. O município de Bodó situa-se na mesorregião Central Potiguar e na microrregião de Serra de Santana, limitando-se com os municípios de Santana do Matos, Cerro Corá e Lagoa Nova, abrangendo uma área de 247 km², inseridos nas folhas Pedro Avelino (SB.24-X-D-VI), Cerro Corá (SB.24-Z-B-III), Currais Novos (SB.24-Z-B-II) e Açú (SB.24-X-D-V) (Beltrão et al., 2005).

A logística de deslocamento até a área de mapeamento, foi feita com partida de Brasília (DF) até a cidade de Natal (RN), de onde seguimos de carro pela BR 304 e então pela RN 203, até o município de Bodó. O mapeamento foi feito ao longo de 8 dias e a área de mapeamento fica à cerca de 10 Km da cidade de Bodó.

A Grota da Fervedeira fica localizada na aba norte da Serra de Santana, onde ocorrem exposições de rochas carbonáticas hidrotermais associadas a fraturas do embasamento. A Serra de Santana, por sua vez, é um importante divisor de águas do estado do Rio Grande do Norte (RN). As exposições de rochas carbonáticas encontradas na Grota da Fervedeira, apesar de serem pouco estudadas, possuem relevância para o estudo de deformações holocênicas.

A Serra de Santana faz parte dos platôs encontrados na região, onde há depósitos sedimentares da Formação Serra do Martins, que pertence ao Grupo Barreiras. O relevo da Serra de Santana, pode ser descrito como platôs residuais, constituindo um relevo plano, com altitude aproximada de 600 metros.

O campo foi feito com a supervisão do Professor Roberto Ventura Santos – Doutor em Geophysical Sciences pela University of Chicago, e atualmente professor associado da Universidade de Brasília e do co-orientador deste trabalho, o geólogo Francisco Valdir Silveira – Doutor em Geodinâmica e Geofísica pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (2006) e atualmente Pesquisador em Geociências da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM.

Mapa de localização - Área Grota da Ferveira, Bodó (RN)

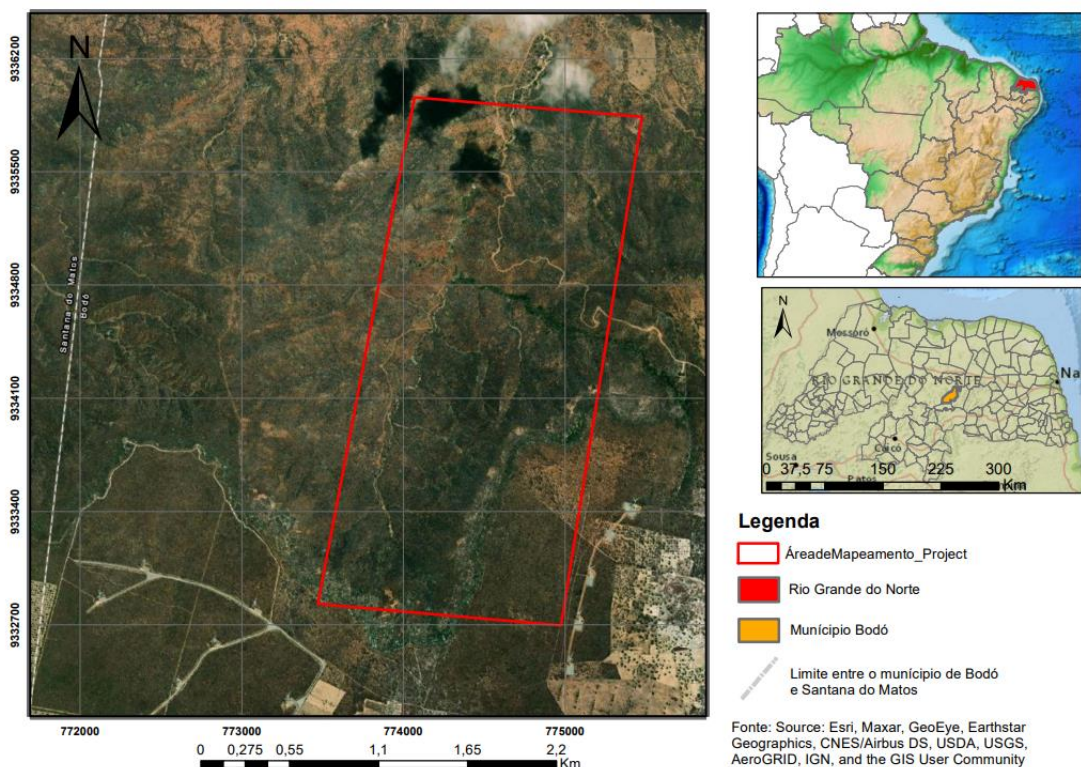


Figura 1.1.1: Mapa de Localização da área de mapeamento

1.3.1 Clima

A região estudada faz parte da microrregião da Serra de Santana, possuindo um clima denominado Sub-úmido Seco ou como semiárido quente e seco. Segundo a classificação de Köppen, esse clima equivale à transição entre tropical típico e o Semiárido.

A estação chuvosa ocorre entre Fevereiro a Maio, podendo atrasar para o Outono. As médias de precipitação variam entre 400 a 800 milímetros de chuva por ano, podendo ser mais alta nas encostas onde se formam as matas de altitude. A umidade Relativa média anual corresponde a 65%. As temperaturas possuem máxima em 33,0°C e mínima de 18°C, com média de 27°C, com 2.400 horas de Insolação (Beltrão et al., 2005).

1.3.2 Hidrografia

A sub-bacia da região do município de Bodó pertence ao Rio Bodó. Seus principais afluentes são: Riacho Piató, Riacho do Diogo, Riacho da Onça, Riacho Carnaúba e Riacho de Maria Francisca, a Norte; o Rio da Cafucá e o riacho Dois Rios, a Sul; o Rio Poço dos Cavalos, a Leste; Rio da Cafucá, o riacho do Curralinho e a Grota da Ferveadeira, a Oeste. O padrão de drenagens é dentrítico e todos os cursos d'água possuem um regime intermitente (Beltrão et al., 2005).

O domínio hidrogeológico das águas subterrâneas do município, pertence aos domínios intersticial e fissural. O domínio intersticial é formado pelos arenitos da Formação Serra do Martins, que ocorrem no topo da Serra de Santana. O domínio Fissural é composto pelas rochas metamórficas do Complexo Caicó, do Grupo Seridó e pelas rochas Graníticas da Suíte Intrusiva Dona Inês (Beltrão et al., 2005).

1.3.3 Flora

A vegetação típica da região é composta pela chamada Caatinga Hiperxerófila, constituída por uma vegetação de caráter mais seco. Essa vegetação ocorre em solos mais rasos, possuindo uma abundância de cactáceas e plantas de porte baixo espalhadas. As espécies mais comuns são a Jurema-Preta, Mufumbo, Faveleiro, Marmeleiro, Xique-Xique e Facheiro (Beltrão et al., 2005).

A principal característica da Caatinga é a sua adaptação a solos mais áridos e à escassez de água típica da região. Nas áreas que possuem um solo mais raso e saprolítico, a Caatinga assume a forma de vegetações do tipo arbustos e plantas tortuosas, deixando o solo parcialmente descoberto.

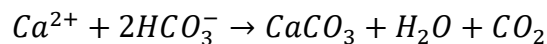
2. Revisão conceitual e Geologia Regional

2.1 Revisão conceitual

2.1.1 Precipitação de Carbonatos de Cálcio e soluções água-carbônicas

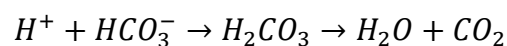
Soluções água-carbônicas tem como principais constituintes o CO_2 e a H_2O . Nestas soluções, o pH e a alcalinidade são considerados as variáveis mais importantes no sistema, pois será de acordo com o pH e a alcalinidade que será definida qual espécie de Carbonato estará presente na solução. A Figura 2.1 exemplifica qual espécie carbonática pode existir na solução de acordo com o pH, sendo possível verificar que a o ácido carbônico (H_2CO_3) é a espécie dominante em pH mais baixo (condições ácidas), o íon bicarbonato (HCO_3^-) é a espécie dominante em pH intermediário (condições neutras) e o íon carbonato (CO_3^{2-}) ocorre em pH mais elevado (condições alcalinas).

A precipitação de Carbonato de Cálcio é descrita pela seguinte reação:



A precipitação da calcita, apenas tem início quando a água está altamente supersaturada em $CaCO_3$. Isso ocorre devido a inibidores cinéticos, por exemplo, já que estes promovem um aumento da energia livre necessária para a nucleação. Esses inibidores podem ser: um aumento na energia livre; A inibição pela presença de fosfatos, Mg, e ácidos; e a inibição pela falta de núcleos de precipitação apropriados (Viles & Goudie, 1990).

A supersaturação em $CaCO_3$, segue um processo onde inicialmente há a perda de CO_2 , segundo a reação (Liu et al., 2019):



Essa perda de CO_2 pode ocorrer por vários motivos, como por exemplo, descompressão, evaporação, turbulência, mistura de águas de diferentes temperaturas, remoção biogênica de CO_2 por fotossíntese e entre outros fatores (Viles & Goudie, 1990). A degaseificação de CO_2 ocorre, por exemplo, durante o fluxo superficial de fluidos termais carbonatados. (Liu et al., 2019).

A precipitação de travertinos envolve controvérsias quanto a relevância de processos biogênicos ou processos inorgânicos em sua formação. Apesar disso, é entendido que travertinos são formados tanto por processos orgânicos quanto inorgânicos.

A precipitação causada por bactérias ou por processos inorgânicos depende de muitas variáveis, como a quantidade de CO_2 dissolvido por volume de água, a temperatura da água, a morfologia da acumulação dos precipitados carbonáticos, a intensidade de luz, além de outros fatores. Por exemplo, quanto maior for o volume de CO_2 dissolvido na água, maior será a concentração de HCO_3^- dissolvidos que podem ser mantidos na solução em águas termais, e portanto, outros fatores se mantendo iguais, maior será a quantidade de $CaCO_3$ que poderá ser precipitada inorganicamente por degaseificação (Chafetz & Folk, 1984).

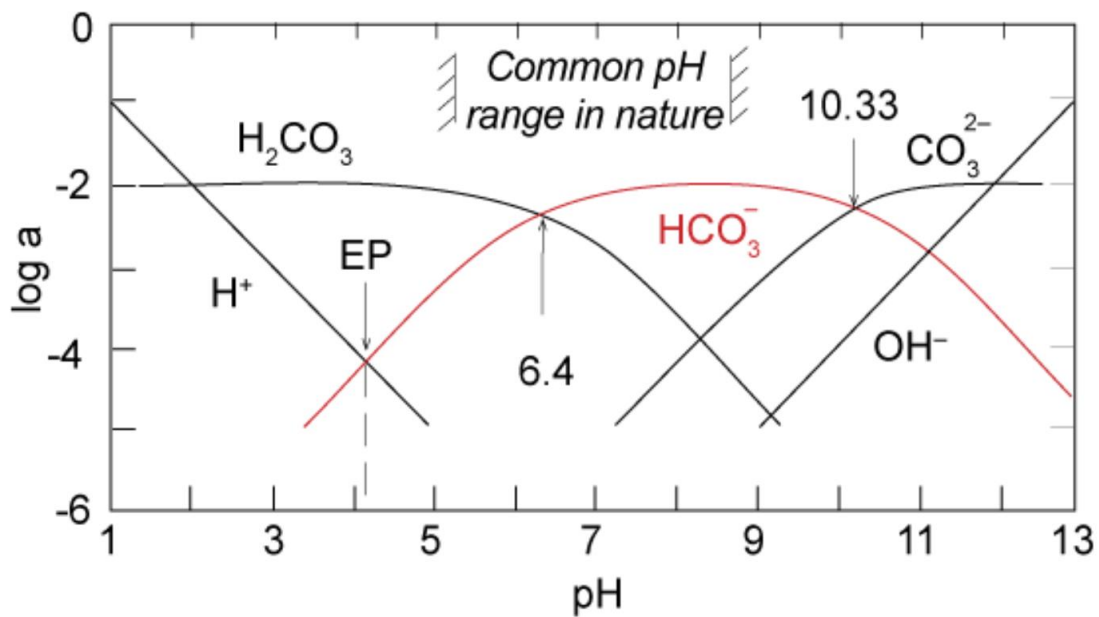


Figura 2.1: Atividade das diferentes espécies no sistema carbonático em função do pH. Retirado de White (2011); Fonte original: Drever (1988)

Liu et al, (2019) sugere em seu trabalho que taxas maiores de pCO_2 (pressão parcial do gás carbônico) e concentrações maiores de CO_2 são necessárias para a precipitação de travertinos através de fontes termais, porém é necessário que as condições hidroquímicas e hidrodinâmicas necessárias também sejam atingidas.

2.1.2 Sistemas Hidrotermais

Uma abordagem comum no estudo de sistemas associados com fontes hidrotermais é a identificação de padrões distintos de fácies que refletem os regimes de temperatura e condições hidrogeoquímicas, em que estas se formaram, delineando a extensão da atividade hidrotermal. O estudo de fontes hidrotermais pode fornecer um

entendimento maior sobre processos que ocorriam na terra primitiva (Guidry & Chafetz, 2003).

Sistemas geotermiais, dinâmicos, convectivos e de alta entalpia, se formam em terrenos vulcânicos onde a o aquecimento magmático induz a circulação da água subterrânea e interações água-rocha, produzindo fluídos geotermiais predominantemente líquidos, com pH quase neutro. A geometria de depósitos formados a partir de fontes hidrotermais depende de muitos fatores, sendo que o relevo topográfico inicial, a composição química da água e mudanças temporais na vazão da água, são os mais importantes (Campbell et al., 2015).

Para exemplificar sistemas hidrotermais e as morfologias das suas fontes, foram escolhidos dois exemplos deste tipo de sistema para a elaboração de um breve resumo. Vale ainda ressaltar o conceito de Geyseritos, que são um tipo de sílica opalina (sinter), finamente laminada que se formam em fontes hidrotermais terrestres. Em geral, geyseritos e outros tipos de sinter são indicativos de um fluxo ascendente de fluídos hidrotermais, estando relacionados com trends estruturais e sendo relevantes na prospecção de minerais epitermais (Campbell et al., 2015).

➤ Parque Nacional Yellowstone (Wyoming, EUA)

Em Yellowstone as fontes hidrotermais predominantes são de precipitados amorfos de sílica hidratada (opala). Esses precipitados de sílica, são denominados de Geyseritos ou Sinter. As atividades termais no Parque Yellowstone ocorrem ativas a pelo menos 100.000 anos (Guidry & Chafetz, 2003).

Os precipitados de opala que se formam através de fontes hidrotermais, são reconhecidos como sendo um dos muitos minerais e mineralóides que se formam a partir da atividade de processos bióticos e abióticos no controle da precipitação. Entre os mecanismos abióticos propostos para os precipitados do Parque Yellowstone, estão: i) o rápido resfriamento; ii) concentração evaporativa; iii) mudanças no pH e iv) efeitos de cátions presentes na solução. Já a precipitação microbial envolve dois caminhos diferentes: Precipitação ativa e Precipitação passiva (Guidry & Chafetz, 2003).

Na precipitação ativa, os micróbios induzem ativamente a precipitação de sílica amorfa através de processos como a modificação do pH, que ocorre a partir de processos

vitais de micróbios redutores de sulfato, por exemplo. Já na precipitação passiva, um substrato orgânico fornece um padrão para a precipitação (Guidry & Chafetz, 2003).

Segundo Chafetz & Guidry (2003), as fontes silicáticas de Yellowstone são agrupadas em 4 categorias: cones; montes dômicos; terraços e reservatórios. As morfologias do tipo Cone, ocorrem associadas com geysers sub-aéreos e fontes hidrotermais. Os Vents desse tipo de morfologia possuem um pequeno raio e não possuem reservatórios na porção terminal da fonte. A morfologia do tipo dômica são amplas, com desníveis suaves que são compostos por sinter. Esse tipo de morfologia comumente se desenvolve em áreas planas, onde as fontes hidrotermais emergem. Comumente formam fácies laminadas, que mergulham radialmente de áreas mais altas do domo. Diferentemente dos cones, os montes dômicos possuem um diâmetro de vent maior e um pequeno reservatório onde emergem os fluídos da fonte (Guidry & Chafetz, 2003).

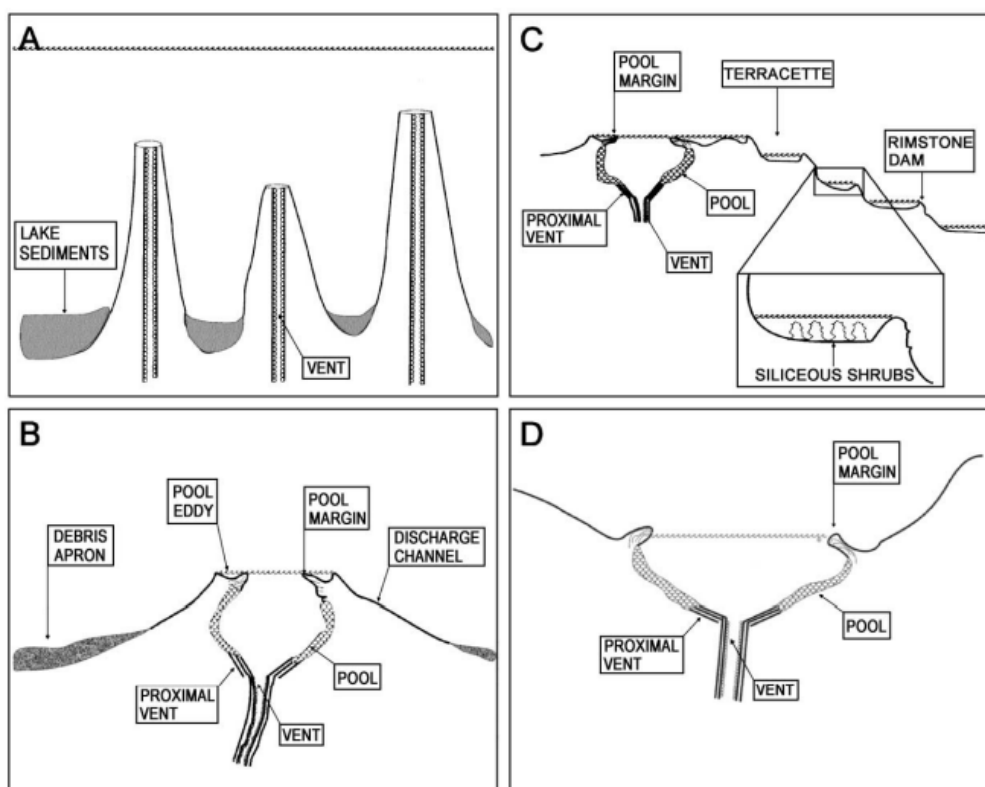


Figura 2.2: Seção esquemática das quatro morfologias de fontes hidrotermais encontradas no Parque Yellowstone; A) Cone subaquoso; B) Monte Dômico; C) Terraços; D) Morfologia do tipo Reservatório (Retirado de Guidry & Chafetz, 2003)

A morfologia do tipo terraço, em sistemas carbonáticos, começa a se formar da mesma forma que montes dômicos de travertinos: irregularidades ao longo do caminho do fluído formam os terracetes. Esse tipo de morfologia possui bordas elevadas e forma

um reservatório raso entre estas bordas, formando cristais do tipo shrubs no seu fundo. Já as morfologias do tipo reservatório são consituídas por geysers ou fontes hidrotermais que ocorrem em depressões (Guidry & Chafetz, 2003).

➤ Sistema Epitermal Cerro Negro (Patagonia, Argentina)

O sistema vulcânico-epitermal-geotermal Cerro Negro, possui idade Jurássica (~150 Ma) e faz parte do maciço Deseado. Esse sistema inclui dois centros de emissão vulcânica caracterizados por domos riolíticos, associados com mineralizações de Au/Ag em níveis mais profundos, e veios epitermais de quartzo e manifestações superficiais de fontes hidrotermais de travertinos. Esse maciço faz parte do LIP (large igneous province) Chon Aike, tendo se desenvolvido em um ambiente retroarco extensional associado com a abertura do oceano Atlântico Sul (Guido & Campbell, 2012).

Os depósitos relacionados com fontes hidrotermais, compreendem principalmente travertinos, também possuindo sinters e cherts geotermiais. São descritos por Guido & Campbell (2012) cinco tipos de manifestações hidrotermais superficiais (calcáreas e silicáticas): i) cumes/montes fissurais; ii) terraços; iii) vent/canal do tipo tubo; iv) montes estromatolíticos; v) cones.

As fontes hidrotermais do tipo cumes/montes fissurais formam travertinos subaéreos, possuindo topos arredondados. Morfologias do tipo monte se formam onde as fissuras são sobrepostas por sedimentos macios (soft sediments), enquanto que cumes fissurais se formam onde falhas e fraturas chegam até a superfície. Quando comparados a vazão superficial de fluídos hidrotermais em morfologias do tipo terraço, cumes/montes possuem uma menor taxa de fluxo superficial (Guido & Campbell, 2012).

2.1.3 *Diagênese*

A diagênese compreende qualquer mudança física ou química nos sedimentos ou rochas sedimentares após a sua deposição. Processos que envolvem altas temperaturas e pressões muito altas, não fazem parte desta definição, pois consistem em metamorfismo (Tucker e Wright, 1990).

Os processos diagenéticos capazes de alterar a porosidade de carbonatos, são afetados pelas características químicas dos fluídos presentes nos poros carbonáticos, pela taxa de fluxo desses fluidos através do sistema de poros, e pela da temperatura do regime

de pressões, nos quais as interações rocha-água ocorrem. Esses processos, incluem principalmente a dissolução de fases carbonáticas existentes e/ou a precipitação de fases novas (Moore & Wade, 2013).

A diagênese tem início logo após a deposição do sedimento carbonático e continua até que os processos metamórficos se tornem dominantes. No caso de travertinos, a diagênese atuante mais comum está associada a fluidos meteóricos. Esse tipo de diagênese envolve a interação da rocha com águas superficiais, as quais são responsáveis por processos como dissolução, cimentação e formação de solos.

Além destes processos, há também a decomposição da matéria orgânica gerada por bactérias, que podem originar os microporos encontrados em travertinos e tufas. Esse decaimento orgânico costuma resultar na diminuição do pH devido a formação de ácido carbônico e outros tipos de ácidos. Esses ácidos reagem com os carbonatos, levando à formação dos microporos. Processos diagêneticos posteriores podem ocorrer, resultando na precipitação de calcita preenchendo esses mesmos microporos (Chafetz & Folk, 1984). De modo geral, alterações diagenéticas em travertinos são extensas e consistem basicamente da dissolução e da precipitação de carbonatos.

2.1.4 Cimentação

A cimentação de carbonato de cálcio também pode ocorrer durante a diagênese e se relaciona ao fluxo de fluídos saturados em carbonato pela rocha. A mineralogia do cimento depende da química do fluído circulante, da razão Mg/Ca e entre outros fatores (Tonietto, 2010).

Segundo esse autor, os cimentos cristalizados em subsuperfície são em sua maioria calcíticos, sendo observados cinco tipos de cimentos:

- 1) Calcita do tipo Drusa (Drusy Calcite ou Mosaico): Ocorre quando há um aumento no tamanho dos cristais em direção ao centro do poro;
- 2) Calcita Poiquilotópica: Cristais largos que englobam vários grãos constituintes da rocha;
- 3) Calcita Sintaxial: Os cristais de calcita crescem com a mesma orientação do eixo óptico do núcleo, podendo ser grãos grandes que por vezes englobam outros grãos menores;

- 4) Calcita Prismática: Consiste em cristais grossos, alongados, que delineiam cavidades ou ocorrem sobre cimento marinho fibroso e bioclastos;
- 5) Calcita Blocosa: Cristais grossos, não alongados, que aparecem como cimento em cavidades;

Os processos associados com travertinos e tufas em geral, ocorrem em ambientes meteóricos. Neste tipo de ambiente, os processos diagenéticos de dissolução e de cimentação ocorrem associados. A aragonita e calcita com alto teor de Mg são mais solúveis que calcitas com baixo teor de Mg. A dissolução desses minerais, leva a uma supersaturação de carbonato de cálcio nos fluidos que percolam essas rochas, causando a precipitação de calcita com baixo teor de Mg (Tucker & Wright 1990).

No trabalho desenvolvido por Rodríguez-Berriguete (2020) em travertinos e tufas holocênicos de Gran Canaria na Espanha, a cimentação nos travertinos é dividida em dois grandes grupos: cimentação em poros maiores que 0,06 mm; e cimentação em microporos menores que 0,06 mm.

Os cimentos que ocorrem entre os poros maiores que 0,06 mm, são divididos em (Rodríguez-Berriguete, 2020):

- 1) Cimentos simétricos: constituindo franjas circumgranulares e o revestimento de poros. São cristais fribosos a acirculares, laminados, perpendiculares a superfície onde crescem. Formam alos isópacos ao redor da parede dos poros interpartícula e intrapartícula, e ao redor de partículas como ooides, oncoides ou shrubs;
- 2) Cimentos Assimétricos: Lâminas irregulares que envolvem poros interpartícula e comumente são mais espessos nas partes inferiores dos grãos, mostrando um espessamento gravitacional em direção ao centro dos poros. Este tipo de cimento é mais comum em tufas distais;
- 3) Grandes estruturas de cimentação com padrão geométrico: cristais fibrosos a laminados, aparecem isolados ou formam leques e se espalham em poros 'vug-type'. Cristais laminados menores aparecem também em tufas;
- 4) Cimentos Mosaicos preenchendo poros: Mosaicos de calcita equidimensional são encontrados apenas em poros de matrizes micríticas que foram neomorfizadas para microesparita em travertinos. Cimentos fibrosos a acirculares são comumente compostos de aragonita, enquanto que os outros são de calcita. Esses cimentos aragoníticos são comuns em travertino, sendo raros ou ausentes em tufas distais.

Já os cimentos formados em microporos intracristalinos/intercristalinos primários, tanto em tufas quanto em travertinos, consistem de massas criptocristalinas de calcita, incluindo também aragonita ou fibras de shrebs calcícticos, esferulitos e entre outras. Estes cristais são muito pequenos, impossibilitando a sua indentificação através do microscópio, porém é possível observar uma orientação cristalográfica comum, produzindo uma extinção ondulada (Rodríguez-Berriguete, 2020).

2.1.5 Porosidade

A porosidade de uma rocha é a razão do espaço total de poros pelo volume total da rocha, sendo comumente expressa por porcentagem. A porosidade de carbonatos os tornam potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, mas o que determina de fato um bom reservatório é a permeabilidade entre esses poros, ou seja, a conexão entre os poros por onde pode se dar a percolação dos fluídos.

Choquette e Pray (1970) elaboraram uma classificação para a porosidade, em que esta é dividida em três grupos: Fábrica-Seletiva, Não Fábrica-seletiva e Fábrica-seletiva ou não.

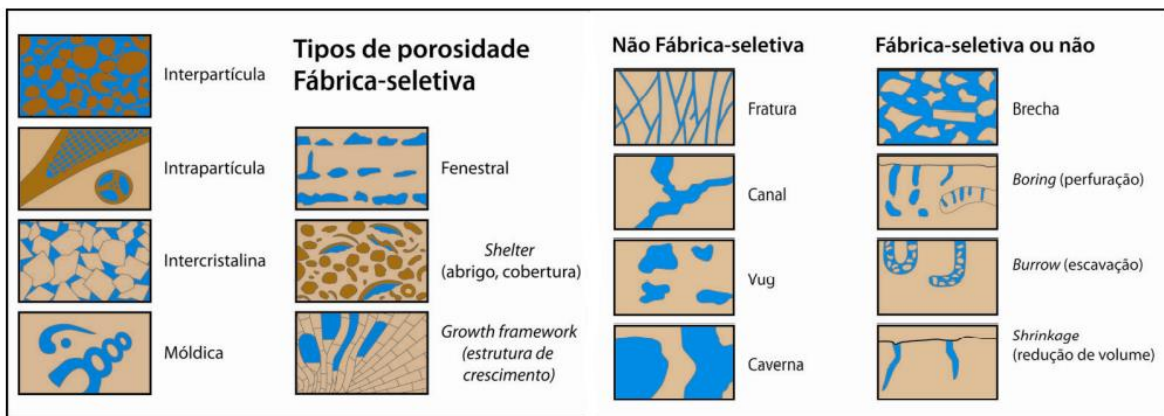


Figura 2.3: Desenho esquemático dos diferentes tipos de porosidade (Retirado de Tonietto, 2010; Fonte original: Scholle & Ulmer-Scholle, 2003)

A porosidade do tipo Fábrica-Seletiva possui poros definidos pelos elementos texturais da rocha, tais como grãos e cristais. Os tipos de porosidade pertencentes a esse grupo são os seguintes (Tucker et al., 1990):

- **Intergranular:** É a porosidade original da deposição primária do sedimento, e a característica da textura de empacotamento serão importantes na

determinação dos espaços vazios entre as partículas. Vale ressaltar que nem toda porosidade intergranular é primária, podendo derivar de dissolução da matriz, ou até mesmo do cimento;

- Intragranular: Este tipo de porosidade ocorre dentro dos grãos, ocorrendo especialmente em material esquelético. Este tipo de porosidade é comumente localizada e a sua efetividade depende da micropermeabilidade do grão e da textura geral da rocha;
- Intercristalina: Este tipo de porosidade ocorre entre os cristais, comumente em dolomitos substituídos, representando uma porosidade secundária;
- Móldica: Aragonita e carbonatos com alto teor de Mg, são altamente susceptíveis a dissolução em água não saturada, resultando em poros substituintes de grãos ou cristais da rocha. A textura de deposição original da rocha é muito importante para a porosidade móldica, já que no caso de rochas do tipo matriz-suportada, os poros móldicos podem se tornar isolados;
- Fenestral: Fenestras são pequenos poros formados pela dessecação e pela formação de gases, originados em uma pequena faixa de ambientes, sendo o mais comum os carbonatos formados em sequências de maré;
- Shelter (Cobertura): São cavidades formadas abaixo de partículas grandes, tais como conchas com a convexidade voltada para cima;
- Growth Framework (estruturas de crescimento): Este tipo de porosidade é formada pelo crescimento esquelético de organismos que formam estruturas de crescimento, tais como corais e algas calcárias.

A porosidade do tipo Não Fábrica-seletiva corta transversalmente os elementos texturais da rocha, como por exemplo, a porosidade do tipo fratura. Os tipos de porosidade pertencentes a esse grupo são os seguintes (Tucker et al., 1990):

- Fraturas: Este tipo de porosidade corta através dos elementos texturais da rocha. Comumente resultam de deformação tectônica ou colapsos derivados de dissolução. Fraturas são muito comuns e aumentam significativamente a permeabilidade efetiva da rocha;
- Canal: Se forma através da dissolução de carbonatos em águas não saturadas, e se desenvolvem comumente ao longo de fraturas. É um poro alongado com comprimento de 10 vezes o seu diâmetro;

- Vug: São poros maiores que 0,0625 mm. Em sua maioria representam um alargamento por dissolução de poros intercristalinos ou intergranulares, podendo envolver a dissolução de cimentos jovens;
- Caverna: São poros de escala centimétrica a métrica, com formas de Vug ou de canais. Sua origem é principalmente por dissolução.

A porosidade do tipo Fábrica-seletiva ou não, podem apresentar um controle textural ou não. Os tipos de porosidade pertencentes a esse grupo são os seguintes (Tucker et al., 1990):

- Brecha: É uma continuação de fraturas em que os fragmentos possuem a sua própria porosidade interpartícula. Da mesma forma que as fraturas, este tipo de porosidade pode se originar por processos tectônicos ou de dissolução;
- Boring e Burrow: São tipos minoritários de porosidade, formados por atividade biológica;
- Shrinkage: Um tipo de porosidade minoritária, resultante da dessecação.

2.1.6 Neomorfismo

Neomorfismo compreende processos como a recristalização, em que a composição do material original não muda, apenas o tamanho ou a forma dos cristais, porém alguns elementos traços e os isótopos estáveis podem ser alterados nesse processo. Em carbonatos, é comum processos de neomorfismo em que há, por exemplo, a transformação da aragonita para a calcita, de calcita com alto teor de Mg para calcitas com menor teor, entre outras transformações (*Mineralogy of Carbonates; Neomorphism*, 2019).

A Tabela 2.1 descreve alguns critérios diagnósticos que ajudam a distinguir texturas e estruturas neomórficas daquelas originadas por cimentação. Alguns critérios incluem a geometria de contatos intercristalinos, a distribuição espacial de cristais, relictos e estruturas que cortam texturas primárias.

Tabela 2-1: Critérios diagnósticos que ajudam a distinguir cimentos de estruturas neomórficas. (Modificado, fonte original disponível em <<https://www.geological-digressions.com/mineralogy-of-carbonates-neomorphism/>>)

Estruturas Neomórficas	Estruturas de Cimentos
Contatos intercristalinos curvados ou irregularmente rodeados	Contatos cristalinos são em sua maioria planares
Distribuição de tamanho dos cristais é comumente irregular	Distribuição de tamanho dos cristais comumente aumenta em direção ao centro de vazios
Distribuição de cristais é comumente desigual	Distribuição de cristais é comumente regular
Neomorfismo só ocorre em cristais previamente existentes	Cimentação forma novos cristais que preenchem vazios
Cristais podem cortar estruturas primárias ou contatos de grãos	Cimentos não cortam grãos ou contatos
Estruturas primárias relictuais podem ser preservadas por linhas de inclusões, por exemplo, contatos de domínios de cimentos	Não há estruturas relictuais presentes
É possível que ocorra mais de um evento de recristalização, mas há apenas uma formação de cristais neomórficos em cada evento	Pode haver mais de uma geração de cimentação envolvendo diferentes polimorfos de CaCO ₃
Acentuação do neomorfismo é melhor vista em micritas e depósitos microcristalinos. Algumas estruturas podem imitar a estrutura de cimentos	O aumento do tamanho dos cristais em cimentos de calcita esparítica em direção ao centro dos poros pode ser confundido com a acentuação de estruturas neomórficas
Com a acentuação do neomorfismo, grãos primários parecem flutuar em um mosaico de cristais de calcita	Cimentos são sempre ligados a contatos de poros

A maioria dos processos de neomorfismo em rochas calcárias, são do tipo 'aggrading', em que há um aumento no tamanho dos cristais, ocorrendo

predominantemente em rochas com granulometria fina, resultando em lentes e lâminas micro-espáticas (Tucker e Wright, 1990). Para Rodríguez-Berriguete (2020), o neomorfismo é fortemente controlado pela estabilidade das fases minerais, pelo tamanho dos cristais, bem como pela disponibilidade de água.

Um exemplo de Neomorfismo para fases mais estáveis, é a transformação de aragonita para calcita, podendo ser consequência dos seguintes fatores: 1) água nos poros se tornando insaturadas em relação a aragonita; 2) entrada de água meteórica no sistema; 3) um longo intervalo de tempo em que a aragonita se formou. Travertinos costumam ser anisotrópicos em sua permeabilidade e costumam possuir baixa porosidade, o que pode limitar o fluxo de água. Os efeitos dessa limitação de circulação dos fluídos no neomorfismo, são refletidos na sua ocorrência limitada, ocorrendo em sua maioria em pequenos aglomerados (Rodríguez-Berriguete, 2020).

2.1.7 Travertinos e Tufas

Travertinos e Tufas são rochas carbonáticas que se formam através de uma rápida precipitação de carbonato de cálcio, comumente associada com nascentes de águas hidrotermais ou águas superficiais carbonatadas. As taxas de deposição destes carbonatos, podem chegar a uma precipitação média de 200 mm/ano (Capezzuoli et al., 2014), indicando que estes depósitos possuem uma grande capacidade de alterar a paisagem e podem contribuir de forma significativa para a sua evolução.

Depósitos de travertinos e tufas se formam a partir de águas supersaturadas em dióxido de carbono e carbonato de cálcio. Devido ao desequilíbrio com condições atmosféricas ambientes durante a resurgência, as águas facilmente sofrem degaseificação do dióxido de carbono dissolvido e se tornam supersaturadas em carbonato de cálcio, induzindo a precipitação de calcita ou aragonita (Lopez et al., 2017).

De forma geral, o termo ‘Travertino’ tem sido usado para descrever precipitados formados a partir de águas quentes hidrotermais, enquanto que o termo ‘Tufa’ ou ‘Tufa cálcarea’ tem sido usado para descrever precipitados formados em temperatura ambiente (água fria). A definição de tufas formadas a partir de água fria, requer a presença de cianobactérias, bactérias e algas, sendo que estes organismos só conseguem sobreviver em temperaturas inferiores a 30°C. (Capezzuoli et al., 2014).

Segundo esses autores, o termo ‘Travertino’ deve ser usado apenas para carbonatos continentais, formados principalmente por carbonato de cálcio não marinhos, tendo como principais características a sua baixa porosidade, baixa permeabilidade e a sua textura cristalina inorgânica. Estes depósitos são tipicamente formados em áreas tectonicamente ativas, onde há um fluxo de calor geotermal (endogênico ou vulcânico). Já o termo ‘Tufa’ deve ser usado ao se referir a carbonatos continentais, compostos predominantemente de calcita, e típico de áreas cársticas. Este tipo de depósito é comumente produzido em temperatura ambiente, tendo como principais característica as altas porosidades e contendo a presença de restos de estruturas de bioindução.

De acordo a descrição feita por Lopez et al. (2017), travertinos consistem em carbonatos massiços e bem laminados, onde crostas laminares são comuns e são formadas por cristais grossos de aragonita ou calcita. Nestes ambientes de alta temperatura, macro-organismos são raros e a biota é restrita a micro-organismos tais como cianobactérias e bactérias. Porém, quando a temperatura da água diminui, macro-organismos podem colonizar o ambiente e produzir depósitos de tufas que podem ter alta porosidade, com a sua textura sendo devido a abundância de fósseis, particularmente fitoclastos (Lopez et al., 2017).

Tabela 2-2 Principais características que diferenciam Travertinos e Tufas (modificado de Capezzuoli et al., 2014)

Características	Tavertinos	Tufas Calcáreas
Processo deposicional	Dominantemente Abiótico	Dominantemente Biótico
$\delta^{13}\text{C}$	- 1 até +10	< 0
Temperatura da água	Termal, comumente superior a 30°C	Ambiente, comumente abaixo de 20°C
Mineralogia	Calcita, Aragonita	Calcita
Porosidade primária	Geralmente baixa (inferior a 30%)	Geralmente alta (acima de 40%)
Conteúdo biológico	Baixo	Muito alto
Controle climático sobre a deposição	Menos dependente	Dependente
Relação tectônica	Sempre presente	Comumente ausente

Tufas Calcáreas podem se formar em diversos ambientes geomorfológicos e geológicos, e podem ser classificados de acordo com diferentes critérios, como

organismos presentes, geomorfologia e petrologia (Viles & Goudie, 1990). Com relação aos critérios que envolvem os organismos presentes, uma análise botânica pode caracterizar o tipo de tufa, como por exemplo a diferenciação entre tufas algais e tufas musgais. A classificação com base em características geomorfológicas e hidrológicas ajudam a caracterizar as tufas quanto a sua morfologia e o fluxo de água relacionado com a sua formação, comumente ocorrendo uma associação com as características botânicas.

A morfologia de depósitos de Tufas é controlada pelo seu local de deposição, sendo influenciada pela topografia e o regime de fluxo de água. Esse tipo de depósito comumente possui materiais biológicos vivos ou fósseis, entre os organismos mais comuns estão algas, musgos, cianobactérias, raízes, galhos, folhas, entre outros (Viles & Goudie, 1990).

O principal mineral constituinte de tufas é a calcita, comumente associada com materiais orgânicos. Esse mineral pode ser encontrado em tufas com tamanhos que variam de alguns microns até alguns milímetros de diâmetro, podendo assumir forma euédrica, anédrica, plumosa ou prismática. A forma do precipitado é influenciada pelo tipo de organismo presente na tufa no momento da sua formação.

Em tufas onde há um domínio de cianobactérias, os cristais de calcita precipitam ao redor de filamentos entre as lâminas de algas. Um exemplo da influência de organismos na precipitação, é a sazonalidade das algas e a sua relação com a precipitação. Na primavera, as lâminas de alga são mais densas e tufas mais solidificadas se formam. No verão, o crescimento de algas decai e a tufa se torna mais porosa. Já no inverno, o crescimento de algas é mínimo e tufas mais densas, com precipitações inorgânicas, se desenvolvem (Viles & Goudie, 1990).

De forma generalizada, tufas calcáreas possuem baixo teor de Mg e Sr, quando comparados com depósitos de carbonatos marinhos, mas possuem maiores teores de Fe e Mn, sendo que a geoquímica destas rochas, reflete a fonte e a química da água. Calcitas com baixo teor de Mg são dominantes em tufas, porém é possível encontrar aragonita em alguns depósitos. Também é comum a presença de sílica em baixas concentrações, podendo estar presente como composto cimentante (Viles & Goudie, 1990).

Depósitos de travertinos são comumente relacionados com fontes termais associadas com sistemas hidrotermais, frequentemente sobre altas pressões, e melhores condições de fraturamento do embasamento, aumentando a permeabilidade. Estes fatores

favorecem a circulação e a ascensão destes fluídos hidrotermais (Capezzuoli et al., 2014).

Como mencionado anteriormente, o termo travertino é usado para definir precipitados que se formam através de hidrotermalismo, enquanto que tufa é usado para definir carbonatos continentais formados a partir de sistemas cársticos em temperatura ambiente. Porém, há um problema com essa subdivisão quando analisamos regiões onde ocorre geotermalismo, já que travertinos irão se formar nas porções mais proximais da fonte, onde a temperatura é maior, e nas regiões mais distais da fonte ocorrerá a formação de tufas com a diminuição da temperatura dos fluídos, tornando difícil delimitar uma separação entre os dois.

Alguns autores utilizam o termo travertino de forma geral para classificar depósitos de tufas e travertinos, usando denominações como ‘travertino meteogênico’ para classificar tufas, e ‘travertino termogênico’ para definir travertinos formados por fontes termais. Neste trabalho, usaremos a terminologia descrita anteriormente, distinguindo, sempre que possível, entre travertinos e tufas.

Tufas possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos que travertinos, isso ocorre pois águas meteóricas em ambientes meteogênicos são depletadas em ^{13}C em relação a ambientes termogênicos que comumente são enriquecidos. Esse enriquecimento é causado pela rápida degaseificação e resfriamento das águas em ambientes termogênicos ativos, provocando uma maior taxa de precipitação do que em ambientes meteogênicos (Ford & Pedley, 1996).

Muitos dos clastos encontrados em tufas são cianolitos (oncoides formados por cianofíceas calcificadas) ou oncoides que tem origem biogênica e que aumentam de tamanho com o tempo, crescendo em tamanho quando o fluxo é menor e quando mais luz do sol está disponível (Ford & Pedley, 1996).

Ford & Pedley (1996) introduzem uma metodologia de descrição sedimentológica agregada com parâmetros biológicos para caracterizar essas rochas. A abordagem usada é se há uma acumulação aloctóna (microdetritos, fitoclastos e intraclastos de tufas) ou uma acumulação autóctona (agregados fitotermais, onde há uma estrutura orgânica in situ). Essa metodologia é descrita na Tabela 2-3.

A morfologia de travertinos , depende da distância entre o local de deposição dos carbonatos e quanto próximo ou distal ele é da fonte de hidrotermalismo e dos condutos de fluídos quentes. Em travertinos formados em ambientes proximais, próximos ou dentro do conduto dos fluídos hidrotermais, há uma variedade de formas em que a calcita ou a aragonita podem ser encontradas, como por exemplo, os cristais podem ter forma espartítica, acircular, dendrítica, placosa e calcita esferulítica, sendo formados em crostas pouco porosas, laminadas sub-verticalmente (Capezzuoli et al., 2014).

Tabela 2-3 Classificação de depósitos de tufa de acordo com o tipo de estrutura, podendo ser aplicado para travertinos (modificado de Ford & Pedley, 1996)

Aloctóne		Autóctone
Tufa Micro-detrítica	Tufa Macro-detrítica	Tufa Fitoherma
Tufa Micrítica	Tufa oncoidal e cianolítica	a) Boundstone com lâminas de micrítica e peloídes
Tufa Peloídal	Tufa intraclástica	(estromatólitos - bacterioherma)
Tufa Sapropelítica (rica em matéria orgânica)	Tufa fitoclástica	b) Microherma com estrutura de shrubs e colônias de bactérias
Tufa Litoclástica (rica em matéria inorgânica)	Tufa litoclástica	c) Framestone com estrutura de recifes de macrofitas com micrita e cimentos em franja
Lamito calcáreo	Wackestone/packstone	Grainstone
		Boundstone

Em ambientes intermediários, próximos de declives onde as águas termais fluem para longe da área de ressurgência e rapidamente resfriam e degaseificam, há uma maior colonização de bactérias e maiores variedades de precipitados. Essas interações entre a morfologia em desenvolvimento, a velocidade do fluxo e os componentes biológicos, fazem com que a deposição assuma uma diversidade de litofácies, como por exemplo, crostas cristalinas, shrubs, bolhas revestidas e rafts finos (Capezzuoli et al., 2014).

Já em ambientes distais, formados em relevos mais baixos do que o ambiente onde ocorre a ascensão das águas termais, tendem a se misturar com águas superficiais, desenvolvendo um ambiente de transição em que a estrutura de travertinos se torna mais semelhante a estrutura de tufas. Nesses locais, o controle biogênico sobre os processos de deposição, se tornam mais intensos. Nestes ambientes, dominam materiais litoclásticos (comumente brechas), grãos revestido, caules de macrofitas revestidos e subordinamente, camadas maciças de micritas peloidais. Alguns autores denominam esse tipo de depósitos de ‘Travitufa’ (Capezzuoli et al., 2014).

2.1.8 Isótopos

Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que possuem o mesmo número de elétrons, um mesmo número de prótons, mas diferentes números de nêutrons em seu núcleo. Os isótopos estáveis, também comumente chamados de ambientais, se referem aos elementos H, C, N, O e S. São elementos com o núcleo estável e que se comportam de forma conservativa. Por outro lado, os isótopos radiogênicos são aqueles produzidos pelo decaimento radioativo, como é o caso do ^{87}Sr produzido a partir do decaimento do ^{87}Rb . Em contraste com os isótopos ambientais, os isótopos radiogênicos não são conservativos a depender do fator tempo considerado.

Desta forma, os isótopos do mesmo elemento possuem diferenças de massa e energia que causam diferenças em suas propriedades químicas e físicas. Em uma molécula com dois isótopos, o isótopo de massa mais leve possui ligações mais fracas e é mais reativo que os isótopos mais pesados (Tucker et al., 1990).

Mudanças nas razões de dois isótopos durante uma reação ou processo, é denominado fracionamento. Toda reação isotópica, obedece as leis de ação de Massa, podendo ser descrita pelo fator de fracionamento, dado pela equação (Tucker et al., 1990):

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

A partir do estudo do fracionamento isotópico, é possível identificar importantes características ambientais, correlações entre diferentes tipos de rochas e até mesmo determinar a sua idade, entre outras propriedades.

Isótopos que não emitem radiação são denominados de isótopos estáveis, sendo que os elementos de interesse neste trabalho são os isótopos de ^{13}C , ^{12}C , ^{18}O e ^{16}O . Já os isótopos que derivam do decaimento radioativo, são denominados radiogênicos, como é o caso do Sr.

2.1.8.1 Isótopos de C e O

Em relação aos isótopos estáveis, o nuclídeos desses elementos possuem diferenças de massa e energia que causam diferenças em suas propriedades químicas e físicas.

O oxigênio possui três isótopos estáveis, sendo eles o ^{16}O , ^{17}O , e o ^{18}O . O ^{16}O é o mais abundante, correspondendo a 99,76% da abundância natural, o ^{17}O corresponde a 0,0375% e o ^{18}O possui uma abundância de 0,1995%. Para as análises isotópicas de O, é utilizada a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, que é medida pela comparação com uma amostra padrão de razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ conhecida, fornecendo o valor de δ , definida pela equação:

$$\delta = \frac{(Ra - Rp)}{Rp} \times 1000$$

Onde Ra e Rp são relações $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da amostra e do padrão, respectivamente. Os valores isotópicos representam o desvio em parte por mil (‰) da amostra em relação a um padrão secundário, denominada NBS19 (limestone) (Tonietto, 2010). Quando o valor de $\delta^{18}\text{O}$ é positivo, significa que a amostra é enriquecida no isótopo pesado em relação ao padrão, já os valores negativos significam um enriquecimento do isótopo leve em relação a amostra padrão.

A pressão do vapor de água é proporcional a sua massa, isso faz com que uma molécula de água do tipo $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ possua uma pressão de vapor maior que uma molécula do tipo $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$. Como consequência, durante o processo de condensação, a fase líquida será enriquecida no isótopo ^{18}O , enquanto que a fase vapor de água remanescente será enriquecida em isótopos mais leves. Uma das principais causas da condensação de nuvens, é a diminuição da temperatura e de forma secundária a latitude e a altitude do local. A correlação com a temperatura não é linear e áreas continentais são mais depletadas em ^{18}O que em ilhas oceânicas com a mesma temperatura, isso ocorre devido ao efeito de continentalidade, em que as assinaturas isotópicas são mais enriquecidas em áreas litorâneas e empobrecidas no interior do continente (Tucker et al., 1990).

O processo de evaporação pode ser visualizado como uma série de etapas. O vapor na superfície do líquido está em equilíbrio com o líquido na fase mais inicial, onde o processo de fracionamento isotópico resultará em uma depleção do vapor em ^{18}O em relação ao líquido. Em uma segunda etapa, o vapor se difunde do líquido, provocando um fracionamento adicional e uma consequente depleção em ^{18}O novamente (Tucker et al., 1990). A relação da temperatura com os isótopos de oxigênio, presente em várias espécies moleculares de um sistema CO_2 -carbonato-água permitem determinações da paleotemperatura (Degens, 1967).

O processo de fracionamento entre a calcita e a aragonita, ocorre devido a diferenças na frequência de vibração interna dos íons de carbonato. Aragonita derivada de foraminíferos bentônicos são enriquecidos em aproximadamente 0,6‰ em relação à calcita derivada de foraminíferos plantônicos. Esse é o mesmo enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$ obtido a partir de precipitados inorgânicos de aragonita-calcita, podendo ser considerado o fracionamento de equilíbrio entre ambos (Tucker et al., 1990).

O Carbono possui dois isótopos estáveis:, o ^{12}C que possui uma abundância 98,89%; e o ^{13}C com uma abundância de 1,11%. Os isótopos de carbono são analisados a partir do gás CO_2 , em que é medida a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra e esta é comparada com a razão obtida através de amostra padrão. O carbono pode ser dividido em dois reservatórios, sendo um reservatório oxidado (ocorrendo principalmente na forma de CO_2 , HCO_3^{2-} e minerais carbonáticos) e o reservatório reduzido (ocorrendo na forma de matéria orgânica, combustíveis fósseis e elementos nativos). O equilíbrio entre ambos os reservatórios, é mantido através da troca constante entre eles (Tucker et al., 1990).

Os processos que resultam no ciclo dos compostos carbônicos, também envolvem o fracionamento isotópico do carbono. O CO₂ atmosférico é um reservatório misturado que forma uma ligação entre os compostos orgânicos relativamente enriquecidos em ¹²C através da fotossíntese e os carbonatos, através de reações de troca com HCO₃²⁻ aquoso, causando um relativo enriquecimento em ¹³C (Tucker et al., 1990).

Na natureza, a distribuição entre os isótopos estáveis de carbono ¹³C e ¹²C é predominantemente determinado por efeitos cinéticos e processos de equilíbrio. Por exemplo, observa-se enriquecimento de aproximadamente 20‰ em δ¹²C nas plantas terrestres em relação ao CO₂ atmosférico. Esse enriquecimento está relacionado aos processos de fotossíntese, podendo ser atribuído em partes a maior colisão de ¹²C¹⁶O₂ com as folhas fotossintetizadoras, em comparação a ¹³C¹⁶O₂ (Degens, 1967).

A oxidação de matéria orgânica para CO₂, seja por bactérias aeróbicas ou anaeróbicas, envolvem um baixo fracionamento, desta forma levam à formação de CO₂ produzido com baixos valores de δ¹³C. Entretanto, quando há a formação de metano relacionados a processos de metanogênese, o CO₂ produzido possui elevados valores de δ¹³C (Tucker et al., 1990).

2.1.8.2 Isótopos de Sr

O Estrôncio possui quatro isótopos estáveis, sendo eles o ⁸⁸Sr, com uma abundância de 82,53%, o ⁸⁷Sr com 7,04%, o ⁸⁶Sr com 9,87% e o ⁸⁴Sr com 0,56% de abundância natural. Os isótopos ⁸⁸Sr, ⁸⁶Sr e ⁸⁴Sr não fazem parte de nenhuma série de decaimento e a sua abundância é constante. Já o ⁸⁷Sr é formado através do decaimento radioativo do isótopo de rubídio, ⁸⁷Rb. A razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotópico de Sr de uma rocha ou mineral portador de Rb, irá depender portanto, da razão Rb/Sr e da idade (Tucker et al., 1990).

A concentração de Sr em carbonatos, é relacionada com a razão Sr/Ca da água do qual este precipitou. A razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr da água está relacionado com as rochas e minerais em que esta esteve em contato. A proveniência da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em bacias drenantes, pode variar com o tempo devido a deposição de novos sedimentos ou a erosão e exposição de rochas mais antigas. A razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr também pode aumentar com o tempo se a fonte conter Rb. As águas subterrâneas e águas salgadas de sub-superfície também apresentam

uma grande variabilidade da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devido a interações fluído-rocha. Qualquer carbonato que precipite a partir desses fluídos, irá manter a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água durante a precipitação e será mantida em carbonatos sem Rb (Tucker et al., 1990).

2.2 Geologia Regional

2.2.1 Província Borborema

A Província Borborema fica situada na região Nordeste do Brasil, possuindo uma extensão de 380 Km^2 , constituindo uma unidade geotectônica de grande expressão regional, que foi fortemente afetada pela Orogênese Brasileira (Almeida et al., 1977). Segundo Silveira (2006), a Província Borborema é parte integrante da faixa móvel Trans-Saara, originada durante a colisão entre os crátons do Oeste da África/ São Luiz e São Francisco/Congo-Kasai. Seus limites são caracterizados pela margem continental Atlântica a norte e a leste, sendo recoberta por sedimentos costeiros Meso-Cenozóicos, a oeste pela Bacia do Parnaíba e ao sul pelo Cráton São Francisco (Paiva, 2004).

A Província é segmentada por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes instaladas durante o Ciclo Brasileiro que se estruturam em geral perpendicular a margem continental. Associado aos cisalhamentos, ocorre ainda um volumoso plutonismo neoproterozóico. A Província Borborema foi dividida em sete domínios tectônicos por Brito Neves (1975), Jardim de Sá (1994) e Santos (1996), sendo que cada um é caracterizado pelo seu contexto tectônico-estratigráfico, cujo limites são na maioria decorrentes de estruturas de idade Brasileira (Paiva, 2004). Esta subdivisão consiste nos seguintes Domínios: Noroeste do Ceará (NW-CE), Ceará Central (DCC), Orós-Jaguaribe (DOJ), Seridó (Dse), Zona Transversal (ZT), Faixas Sergipana (FSE) e Riacho do Pontal (FRP) (Silveira, 2006). A área estudada neste trabalho está inserida dentro do contexto do Domínio Seridó, estando delimitado a Norte e Leste por coberturas sedimentares, a Sul pelo lineamento Patos e a Oeste pela zona de cisalhamento de Portalegre (Silveira, 2006).

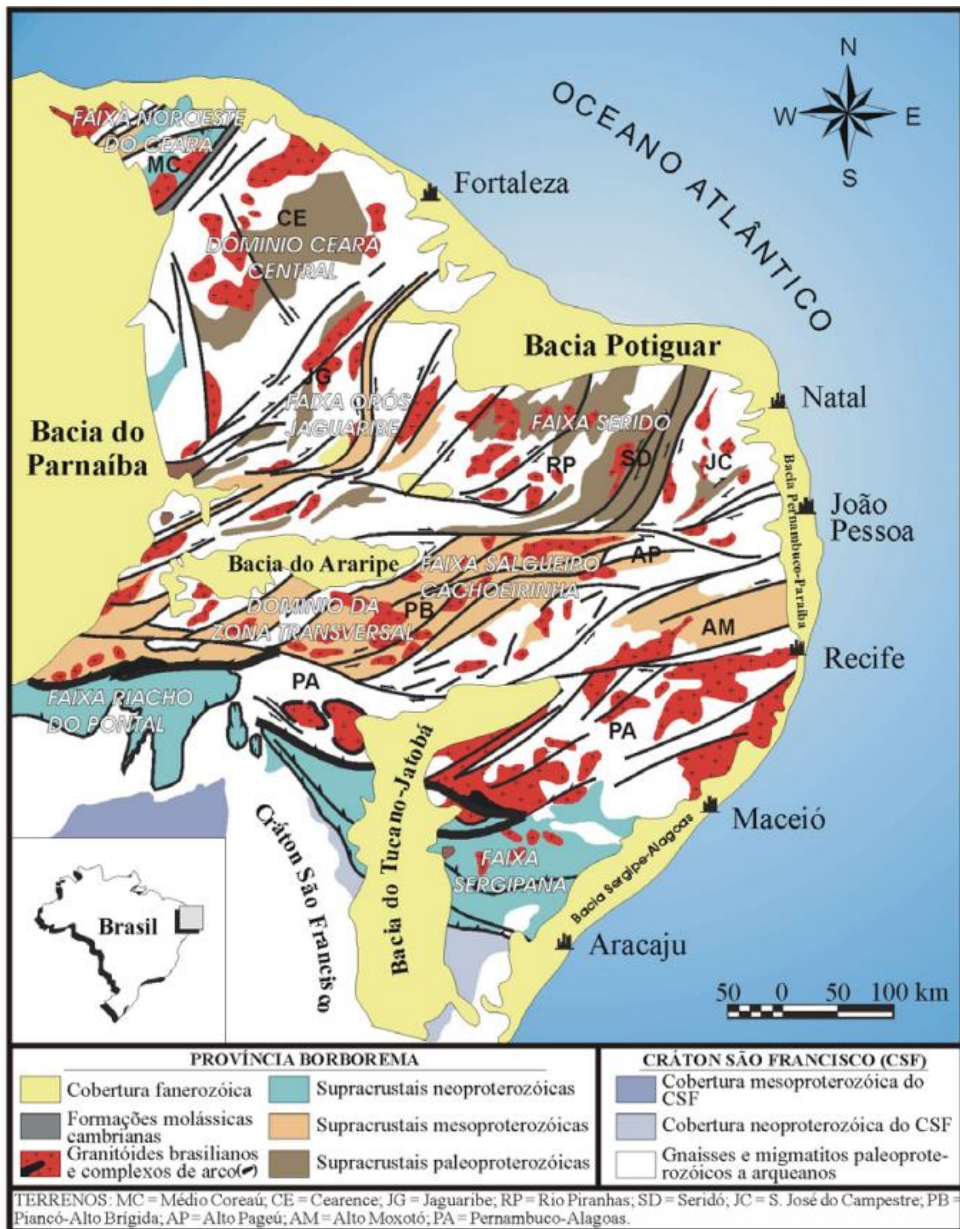


Figura 2.4: Mapa Geológico da Província Borborema (Retirado de Paiva, 2004; fonte original Jardins de Sá (1994) e Santos (1996)).

2.2.2 Grupo Barreiras

O grupo Barreiras de idade Mio-Pliocênica, começou a se formar a partir do Mioceno, constituindo uma sedimentação clástica continental depositada em ambiente regressivo, ao longo de grande parte das bacias da margem continental brasileira. Depósitos arenosos a areno-argilosos ou conglomeráticos, por vezes maciços, bioturbados e exibindo estratificações cruzadas ou plano-paralelas, constituem os sedimentos do Grupo Barreiras no Rio Grande do Norte (Silveira, 2006).

O Grupo Barreiras foi proposto por Mabesoone et al. (1972) e Mabesoone e Rolim (1982), sendo dividido em três unidades lito-estratigráficas: Formação Serra do Martins, atribuída às coberturas sedimentares acima de 600 metros de altitude; Formação Guararapes, ocorrendo em região litorânea; e Formação Macaíba, para depósitos pelíticos fluviais, também encontrados próximos ao litoral (Menezes, 1999).

2.2.2.1 Formação Serra do Martins

A formação Serra do Martins pertence ao Mioceno, e é constituída por arenitos e arenitos conglomeráticos, cujo principal característica é o seu intemperismo laterítico, que pode ser explicado por intrusões tardias de rochas vulcânicas da formação Macau (Barros, 1998).

Tabela 2-4: Classificação estratigráfica do Cenozóico Nordestino (Retirado de Barros, 1998; Fonte original Mabesoone et al.,1972).

Idade		Unidade Lito-Estratigráfica	Unidade Edafo-Estratigráfica
Holoceno		Areias brancas	
Pleistoceno	Grupo Barreiras	Formação Macaíba	Intemperismo Potengi (retrabalhamento eólico)
Plioceno		Formação Guararapes	Intemperismo Riacho Morno
Mioceno		Formação Serra dos Martins	Intemperismo laterítico
Oligoceno			Intemperismo caolínico

Barros (1998) descreve em seu trabalho as fácies sedimentológicas de alguns platôs da região como a Serra do Martins, Portalegre e Serra de Santana. Neste trabalho, a autora descreve que a Serra de Santana possui pacotes sedimentares de menor espessura, em relação aos demais platôs, cujo empilhamento é dado pelas fácies B,C e D, que são descritas abaixo:

- Fácies B: Composta por horizontes conglomeráticos maciços, com seixos de quartzo, subangulares a subarredondados.
- Fácies C: é subdividida em C1 e C2, sendo que C1 congrega arenitos grossos a conglomeráticos, com estratificação cruzada de baixo ângulo e acanaladas de grande porte; Já C2 é constituída por arenitos finos a médios, com estratificação cruzada de pequeno porte.

- Fácies D: reúne arenitos finos a siltitos, com estruturas do tipo estratificações e laminações plano-paralelas.

Os depósitos da Serra do Martins, podem ser entendidos através de um modelo de sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso, instalado sobre o embasamento cristalino. As paleocorrentes indicam sentido do fluxo principalmente para NNE e NNW (Angelim et al., 2006).

2.2.3 Domínio Rio Piranhas - Seridó

O embasamento aflorante na Grotta da ferveadeira faz parte do domínio geológico Rio Piranhas-Seridó (também chamado de Domínio Seridó), que ocupa uma extensa área na região central do RN. O embasamento desse domínio é constituído por rochas metaplutônicas e metavulcanossedimentares de idade paleoproterozóica-riaciana, incluindo possíveis remanescentes de idade arqueana, que caracterizam o Complexo Caicó e por uma suíte de augen gnaisses graníticos, denominada de Suíte Poço da Cruz. A cobertura é constituída por rochas supracrustais do Neoproterozóico denominada de faixa seridó, composta pelo Grupo Seridó (Angelim et al., 2006).

O Grupo Seridó, constitui a faixa de dobramentos seridó, associada à orogênese brasileira/panafricana. Datações de U-Pb das Formações Jucurutu e Seridó, indicam que o Grupo Seridó como um todo, é mais jovem que 650 ma (Angelim et al., 2006). O Grupo Seridó é composto pelas seguintes formações, da base para o topo:

- *Formação Serra dos Quintos*: composta por micaxistos, gnaisses, formações ferríferas, metavulcânicas andesíticas, xistos metamáficos/metaultramáficos, metabasaltos, metachertes, incluindo uma seqüência de metabasaltos/leucortognaisses;
- *Formação Jucurutu*: Constituída por biotita gnaisses e biotita-anfibólio gnaisses predominantes, com lentes de rochas calcissilicáticas, mármore, quartzitos, metavulcânicas andesíticas, formações ferríferas, metachertes e metaconglomerados próximos a base;
- *Formação Equador*: Consistindo em muscovita quartzitos predominantes com fácies pura ou feldspática, com lentes de metaconglomerados ou com seixos de quartzo;

- *Formação seridó*: Formada por biotita xistos, localmente com intercalações de mármore, rochas calcissilicáticas, quartzitos e metavulcânicas máficas, incluindo localmente, filitos, metassiltitos e clorita xistos.

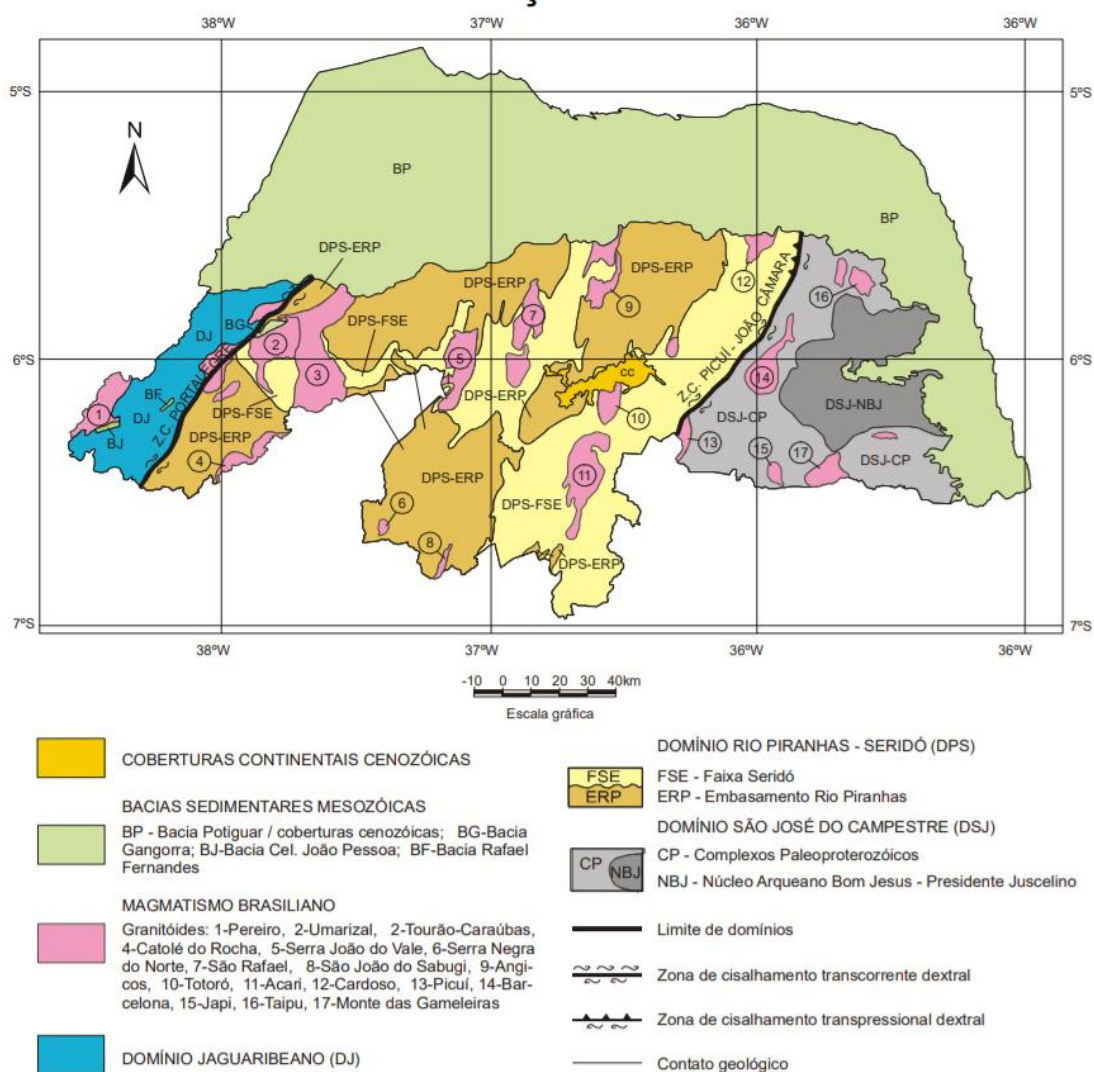


Figura 2.5: Arcabouço tectonoestrutural do estado do Rio Grande do Norte (Fonte: Angelim, L. A. A. Medeiros, V. C., Nesi, 2006)

2.2.4 Embasamento Cristalino

O embasamento cristalino consiste em uma associação de rochas Pré-Cambrianas, sendo constituído predominantemente por rochas orto-derivadas (gnaisse granodioríticos e graníticos), relacionados às rochas do complexo Caicó, e por rochas metavulcanossedimentares (micaxisto, paragnaisse e quartzitos), relacionados com o grupo Seridó, e por diversos plútons granitóides intrusivos, correlatos aos tipos G2 e G3 (Silveira, 2006).

O complexo Caicó é a unidade mais antiga, consistindo em gnaisses-migmatíticos, com idades U-Pb de 2,23-2,15 Ga, possuindo a presença de alguns núcleos arqueanos. O Complexo Caicó é composto por rochas metaplutônicas, com supracrustais subordinadas de alto grau metamórfico. Esta unidade consiste no embasamento da área estudada, possuindo um aspecto gnáissico ou migmatítico bandado, resultante de uma intensa deformação e metamorfismo (Barros, 1998). O Grupo Seridó ocorre sobreposto ao Complexo Caicó, sendo composto por uma sequência de rochas supracrustais (metasedimentos e metavulcânicas) metamorfasadas nas fácies xisto verde a anfibolito (Barros, 1998).

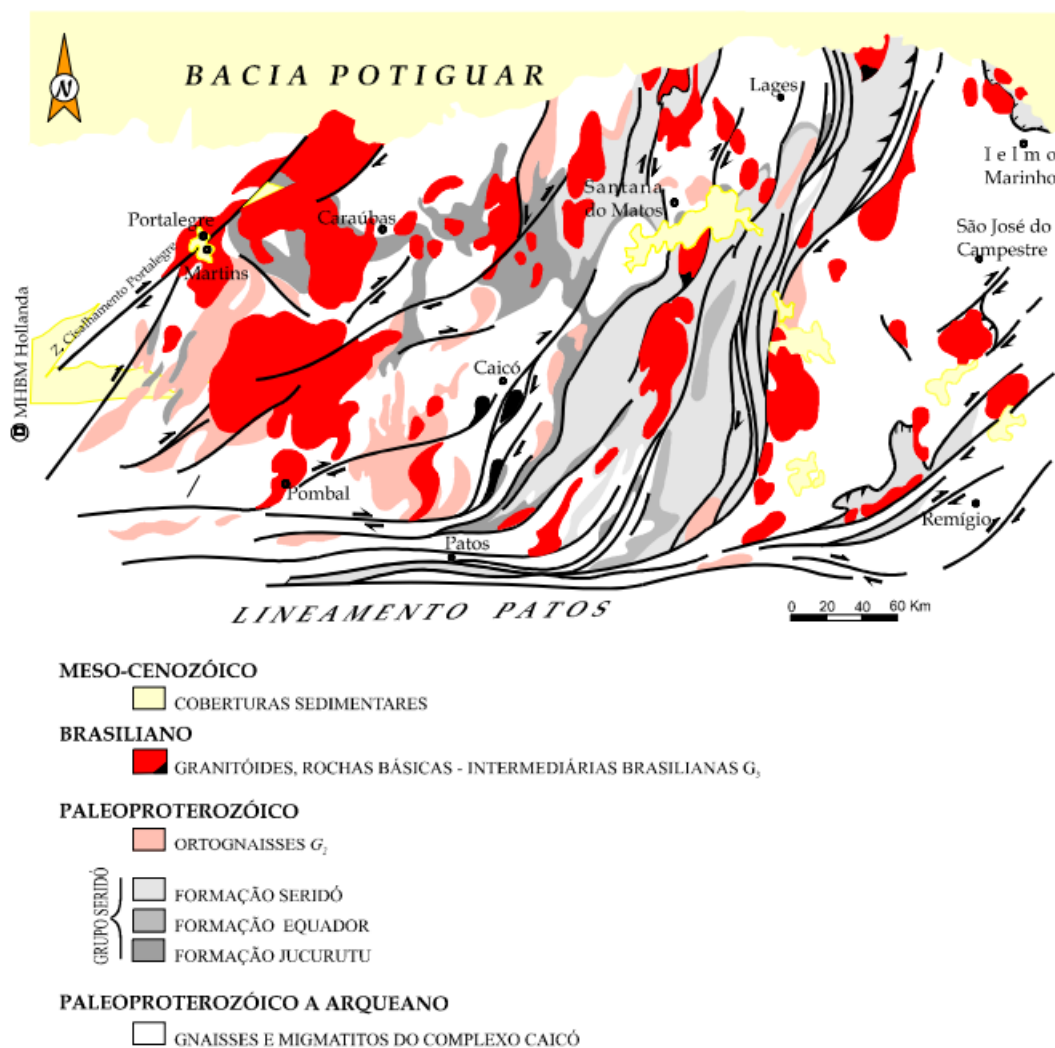


Figura 2.6: Mapa geológico simplificado da faixa Seridó. (Fonte original: Jardins de Sá (1994); Retirado de Barros (1998)).

As suítes graníticas ocorrem como intrusões e são divididas em duas gerações, sendo elas uma suíte mais antiga (granitóides G₂) com alto grau de deformação e aspecto gnaissificado, com idade em torno de 1,9 Ga; E os granitóides mais jovens (granitóides

G3), que são indicativos do retrabalhamento e acreção crustal ocorridos durante a orogênese Brasileira (Barros, 1998).

2.2.5 Eventos Magmáticos Meso-Cenozóicos

O estado do Rio Grande do Norte foi afetado por um expressivo magmatismo básico intraplaca meso-cenozóico durante e após a instalação da bacia potiguar, recebendo denominações de Magmatismo Rio Ceará-Mirim, Magmatismo Serra do Cuó e Magmatismo Macau (Angelim et al., 2006).

2.2.5.1 Rio Ceará-Mirim

O magmatismo básico Rio Ceará-Mirim ocorre como diques descontínuos, ao longo da borda da bacia Potiguar, intrudidos nas rochas do embasamento cristalino. As idades Ar/Ar dos diques de basalto, atestam a existência de dois pulsos magmáticos, um mais antigo com cerca de 143 Ma e outro mais jovem com idade entre 126-113 Ma (Angelim et al., 2006). São encontrados em uma faixa de 350 Km de extensão por 100 Km de largura, se estendendo desde o vale do Rio Ceará Mirim (Leste do RN), até Solonópolis – Jaguaratama (estado do Ceará), chegando a atingir um techo oriental da Bacia do Parnaíba (Silveira, 2006).

2.2.5.2 Serra do Cuó

O Magmatismo Serra do Cuó possui idades K-Ar de 83-80,4 Ma, com um pico em torno de 90 Ma, e corresponde a rochas basálticas de natureza toleítica a moderadamente alcalina, sendo menos expressivo que o Magmatismo Rio Ceará-Mirim (Silveira, 2006).

2.1.1.1 Macau

O magmatismo básico Macau é o mais expressivo, ocorrendo como pequenos corpos. O vulcanismo compreende rochas de granulação fina a afanítica, de caráter alcalino tipo olivina basaltos, basanitos, ankaratritos e nefelinitos, com raros nódulos de

peridotitos. Idades Ar/Ar feitas por Araújo et al. (2001), forneceram idades de cerca de 27,5 Ma (Angelim et al., 2006).

2.1.2 Evolução Tectônica

Segundo Barros (1998), o arcabouço cristalino do Nordeste foi submetido durante sua história evolutiva a pelo menos dois grandes momentos de instabilidade tectônica. O primeiro foi o ciclo orogênico Brasileiro, do final do proterozóico. Durante esse evento, houve a implantação de estruturas frágeis e dúcteis-frágeis, causada pelas movimentações tardias das zonas de cisalhamento.

Após esse evento, não houve grande atividade tectônica, o que é marcado por extensos pacotes sedimentares. Durante o mesozóico, o equilíbrio é quebrado e tem início a desestabilização da placa litosférica, denominada de reativação Gondwanica, marcando o início da separação da América do Sul com a África. O conjunto de eventos distensivos e de esforços compressivos formaram ou reativaram várias falhas na porção oriental da Província Borborema, sendo provocados pela rotação do continente em torno de um pólo, dando origem à diversos riftes (Barros, 1998).

As primeiras zonas de cisalhamento da Província Borborema possuem cinemática dextrógira, tendo como exemplo o lineamento Patos e Pernambuco, com direção E-W, delimitando a zona transversal. A norte do lineamento Patos, dominam zonas de cisalhamento dextrógiras e faixas dobradas de direção NNE. Nesta faixa, as principais zonas de cisalhamento são Picuí-João Câmara a leste, e Portalegre e Orós a oeste (Silveira, 2006).

A quebra do supercontinente Gondwana é considerado o evento mais importante ocorrido durante o mesozóico, tendo sido acompanhado por processos que levaram à formação de bacias do tipo rifte, gerando um magmatismo básico. O primeiro evento magmático é representado pelos diques Rio Ceará-Mirim, relacionados com a fase Sin rifte I (Silveira, 2006).

Um dos modelos aceitos para a evolução dos rifteamentos que ocorreram durante a abertura do Gondwana, é o desenvolvido por Matos (1987, 1992) que diz que a evolução foi puramente extensional, com direção NW-SE e E-W, passando por três estágios de evolução, sin-rifte I, II e III (Silveira, 2006):

- *Fase Sin-Rifte I*: Instalação de uma ampla depressão durante o Jurássico Superior, tendo sido preenchida com sedimentos continentais e evaporitos. Os diques Rio Ceará-Mirim de direção E-W representam este estágio;
- *Fase Sin-Rifte II*: Este estágio ocorreu durante o Neocomiano Inferior e foi responsável pelo controle da instalação da maioria dos riftes da Província Borborema, originando trends como o Gabão-Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar. A porção emersa da Província Borborema é relacionada a essa fase, cujo extensões máximas tiveram direções WNW-ESE, gerando um meio graben na direção NE-SW.
- *Fase Sin-Rifte III*: Consiste na fase extensional que se desenvolveu durante o Barremiano Superior, culminando na geometria final das bacias da margem Leste. Este estágio resultou em uma considerável mudança na cinemática do rifteamento, provocando esforços distensivos com direção WNW-ESE, que provocaram esforços cisalhantes de direção E-W sobre o graben potiguar;

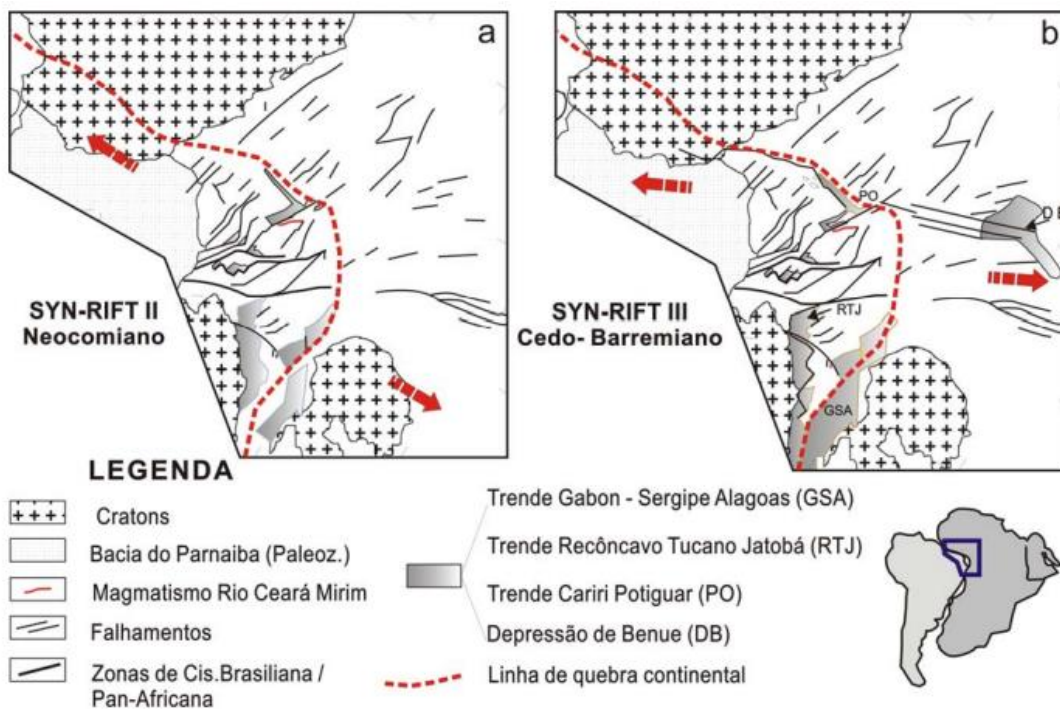


Figura 2.7: Estágios Sin-Rifte II (a) e Sin-Rifte III (b) (Retirado de Silveira, 2006; Fonte Original: Matos, 1992).

3. Materiais e métodos

Neste capítulo, serão detalhados todos os procedimentos realizados durante o estudo da área Grota da Fervedeira e a metodologia envolvida nas análises laboratoriais. Este capítulo será dividido em três etapas, sendo estas: i) Revisão Bibliográfica, correspondendo a fase mais inicial de preparação deste trabalho; ii) Etapa de campo, apresentando como foram coletadas as amostras e a metodologia utilizada para a elaboração do mapa da área determinada; iii) Etapa de laboratório, que consiste nas metodologias utilizadas nas análises petrográficas e isotópicas das amostras.

3.1 Revisão Bibliográfica

A etapa de Revisão Bibliográfica foi realizada ao longo de toda a execução deste trabalho, consistindo em leituras de artigos que visavam um maior entendimento sobre tópicos como: i) Os métodos analíticos a serem realizados em laboratório; ii) A área do Riacho Grota da Fervedeira; iii) Platô de Santanta; iv) A faixa Seridó; v) Travertinos e Tufas e entre outros assuntos abordados neste trabalho. O auxílio bibliográfico consistiu na base fundamental para o desenvolvimento deste trabalho, contribuindo para a revisão de conceitos e a aprendizagem de novas informações necessárias ao desenvolvimento deste trabalho.

3.2 Etapa de Campo

A etapa de campo consistiu em três fases distintas, sendo elas: i) Etapa Pré-Campo; ii) Etapa de Campo; iii) Etapa Pós-Campo. Estas etapas de trabalho serão descritas em detalhe nos tópicos seguintes.

3.2.1 Etapa Pré-Campo

Durante essa etapa de trabalho, foi realizada uma revisão bibliográfica de estudos feitos na região, de modo a entender a geologia regional e os aspectos locais que pudessem agregar ao entendimento da fase de campo. Também foram analisadas imagens aéreas e dados aerogeofísicos, para que fosse possível entender a disposição de estruturas regionais e identificar possíveis litologias que ocorrem na área e entorno. Os mapas base

e de localização foram elaborados utilizando o Sistema de Projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), datum Sirgas 2.000.

Para a análise inicial das feições geológicas e geomorfológicas da área, foram analisados produtos obtidos através de sensoriamento remoto. A técnica utilizada para a interpretação fotogeológica, foi o lógico-sistemático definido por Guy em 1966. Este consiste em uma análise que tem início por uma fotoleitura inicial, objetivando o reconhecimento visual de feições existentes nas imagens de satélite ou fotos aéreas. Em seguida é feita uma fotoanálise, onde são traçadas as feições identificadas, como drenagens, lineações em série e em feixe, alinhamentos e quebras negativas, fazendo-se também uma análise das formas de relevo e características dos solos e rochas, de modo a identificar zonas homólogas (áreas com feições texturais e estruturas semelhantes). Por fim, é feita a fotointerpretação, onde atribui-se sentido geológico para as etapas anteriores, definindo estruturas como dobras, falhas e contatos.

Para a análise de imagens aéreas, foram utilizadas imagens do satélite CBERS 04A, do satélite ALOS/PALSAR e imagens do Google Earth. Os produtos do CBERS 04A utilizados neste projeto incluem imagens pancromática e multiespectral, com resolução espacial de 2 m e 8 m respectivamente, tendo sido utilizado o site da INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Os dados do ALOS/PALSAR foram utilizados para a confecção do relevo sombreado da região. Estes dados foram adquiridos em 07/02/2022 no site da Alaska Satellite Facility. As imagens utilizadas por meio do Google Earth foram adquiridas pelo Software QGis, adquiridas em 07/02/2022 e cedidas pela Google Inc. A integração e o processamento desses dados, foi feita mediante a utilização do software QGis 3.24.0 da OSGeo.

Foram analisados dados aerogeofísicos de estudos magnetométricos e gamaespectométricos realizados pelo projeto Paraíba-Rio Grande do Norte (Programa Geologia do Brasil - PGB) da CPRM. Os levantamentos foram realizados com espaçamento de linha de voo de 500 m e linhas de controle com 10 Km, orientadas nas direções N-S e E-W respectivamente. A altura de voo foi fixada em 100 m acima do terreno.

Os dados gamaespectométricos utilizados, consistem em imagens de concentração de K (%), U (ppm) equivalente e Th (ppm) equivalente. Estes dados, refletem a composição química da superfície e foram utilizados para a obtenção de mapas de

composição ternária RGB, onde o R (vermelho) representa o K, o G (verde) representa o eTh e o B (azul), representa o eU. Também foram produzidos produtos a porcentagem de K, que se mostrou significativa em delimitar a Serra de Santana.

Os dados Magnetométricos foram processados, com o objetivo de gerar mapas magnetométricos da região. Ao analisar os dados obtidos, não foi possível identificar uma relevância para a área analisada, pois devido a sua pequena extensão em relação ao produto geofísico na escala 1:100.000, não eram identificáveis feições anômalas ou estruturais na área e entorno, por este motivo optou-se por não utilizar os produtos magnetométricos.

3.2.2 Etapa de Campo

O campo foi realizado durante os dias 08/03/2022 e 16/03/2022, consistindo em uma análise da geologia local, na escala de 1:20.000, da área de nascente do Riacho Grota da Ferveadeira. Foram realizados caminhamentos geológicos para a aquisição de dados, seguindo uma sistemática de descrição dos litotipos encontrados, identificação e descrição de estruturas e delimitação de contatos geológicos com o auxílio do mapa fotointerpretado, produzido durante a etapa pré-campo.

3.2.2.1 Coleta de amostras de rocha

Durante a etapa de campo, foram coletadas 13 amostras de fácies carbonáticas ou de rochas que ocorriam alteradas por hidrotermalismo. Estas amostras foram catalogadas e armazenadas para as análises laboratoriais e petrográficas.

3.2.2.2 Coleta de amostras de água e gás

Foram coletadas 11 amostras de água em pontos onde foi identificado fontes hidrotermais, águas carbonatadas e águas salobras ocorrendo na Grota da Ferveadeira e entorno. Em visita a mina subterrânea de Bodó, onde é extraído Scheelita dos Skarns Jucurutu (esta mineralização da Formação Jucurutu é explicada no tópico sobre as unidades litoestratigráficas), foi coletado uma amostra de gás carbônico que emana no fundo Galeria Central da mina.

A coleta de amostras de água utilizou duas metodologias: i) Coleta de amostras de água em recipiente limpo (Figura 3.1b); e ii) Coleta de amostras de água em vial preparado para análises isotópicas a partir de carbono dissolvido ou atmosférico (Figura 3.1a).

Na primeira metodologia, foi utilizado um recipiente para coleta de amostras de água em campo, inicialmente fazendo uma ambientação do frasco, para posteriormente coletar a amostra. Após a coleta, as amostras foram filtradas com o auxílio de filtro de papel e uma bomba de vácuo (Figura 3.1c). Após a filtração, as amostras filtradas foram coletadas em novos frascos, onde foi adicionado o ácido nítrico concentrado, para reduzir o pH das amostras, impedindo cristalizações antes das análises.

Na segunda metodologia, foi realizado o processo de flush em vials durante a fase de preparação para o campo. O processo de flush é descrito no tópico sobre a metodologia das análises de isótopos estáveis. Alíquotas de 1 ml das amostras de água foram adicionados nos vials selados, com o auxílio de seringas de 5 ml. Também foi coletado uma amostra de ar atmosférico em mina subterrânea, onde há emissões de gás carbônico (Figura 3.1d).

3.2.2.3 *Medidas in loco*

Nos pontos de coleta de água foram realizadas medidas de pH, condutividade, temperatura da água e concentração de CO₂ no ar. Os aparelhos utilizados foram: i) pHmetro portátil digital, da marca WTW, modelo 340i; ii) Condutímetro de mão da marca EUTECH INSTRUMENTS, modelo COND 6+; iii) Sonda medidora de CO₂ portátil da marca VAISALA, modelo CARBOCAP GM70 (Figura 3.1e).

Antes de realizar as medições, os aparelhos portáteis foram devidamente calibrados com os seus respectivos padrões. Para a leitura da concentração de CO₂, foi utilizado um saco plástico para isolar ao máximo possível as emissões de CO₂ que ocorriam ao ar livre (Figura 3.1f). Essa etapa não foi necessária na mina subterrânea de Bodó.



Figura 3.1: a) Coleta de amostras em vials; b) Ambientação de frascos e coleta de amostras de água; c) Filtragem e adição de ácido nas amostras de água; d) Coleta de amostras de água e gás carbônico em mina subterrânea; e) Medição in loco de condutividade e temperatura das amostras de água; f) Medição da concentração de CO_2 .

3.2.2.4 Aquisição de imagens de drone

Durante o campo, foi realizado a aquisição de imagens aéreas de afloramentos com o uso de drone, feita em afloramentos onde ocorria fontes hidrotermais ou precipitações significativas.

O drone utilizado foi o modelo Mavic Mini 2 da marca DJI, com a altura dos levantamentos variando de acordo com a vegetação de elevação do terreno. As imagens foram realizadas de modo que houvesse uma sobreposição de 20% entre as imagens. O processamento foi realizado no software Metashape, onde foram criadas as ortofotos dos afloramento e modelos em 3D.

3.2.3 Etapa Pós-Campo

A etapa Pós-Campo consistiu em uma interpretação dos dados obtidos no campo, em conjunto com os dados obtidos em laboratório através da análise das amostras coletadas. Por fim, foi elaborado um relatório contendo os resultados das análises laboratoriais bem como mapas das litologias e estruturas encontradas em campo.

3.2.3.1 Análise Petrográfica

Das amostras de rocha coletadas em campo, foram confeccionadas 16 lâminas delgadas, feitas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da UnB, realizados pelo corpo técnico do laboratório.

A análise petrográfica foi feita com o auxílio de microscópio petrográfico disponível no laboratório de Geocronologia do instituto de Geociências da UnB. O objetivo foi o de identificar estruturas, texturas, material orgânico, granulometria, mineralogia e a porosidade das amostras coletadas em campo. Para adquirir imagens das lâminas, foram utilizadas câmeras digitais acopladas ao microscópio óptico, com o objetivo de ilustrar as principais feições descritas.

3.2.3.2 Análise Isotópica

As análises isotópicas exigem que a amostra esteja pulverizada, portanto a coleta das alíquotas necessárias para as análises foi feita utilizando um microdrill de mesa, com uma

base coordenada para posicionamento das amostras. A coleta das alíquotas variou de acordo com as amostras, sendo que em amostras homogêneas foram tiradas apenas uma alíquota e em amostras com uma maior variabilidade de laminações, mais alíquotas foram retiradas, com o objetivo de obter uma análise isotópica mais detalhada.

As amostras com grande variabilidade de laminações, tiveram mais alíquotas retiradas, com o objetivo de detalhar ao máximo a sua variabilidade isotópica. Nestas amostras, foram coletadas alíquotas a cada 2000 micromêtros.

As análises isotópicas foram realizadas no laboratório de geocronologia, sob a supervisão do Prof. Roberto Ventura e dos técnicos do laboratório. No total, foram analisadas 64 amostras que correspondem a alíquotas das 13 amostras originais.

➤ *Análise de isótopos estáveis de C e O*

A análise dos isótopos de C e O, tiveram início com a pesagem de cerca de 300 microgramas de amostra retiradas das alíquotas pulverizadas. Essa quantidade de amostra é para carbonatos puros, podendo ser necessário pesar algumas microgramas a mais de acordo com impurezas presentes na rocha. As amostras pesadas são colocadas em tubos de vidro (vial) identificados. A tampa desses recipientes possui uma borcha de clorobutil (sintética) no seu centro, que ao ser rosqueada veda por completo o frasco, mas possibilita a entrada das agulhas do equipamento.

O equipamento onde são realizadas as análises de isótopos estáveis é o espectrômetro de massa IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) Delta V com autosampler. Este equipamento é equipado com 3 detectores tipo Faraday. Para extração dos gases, alguns acessórios fazem parte do sistema, como Gas Bench II, H-Device e Analisador Elementar Flash HT (LEGGA, s.d.) (Figura 3.2).

Ao fim do procedimento de pesagem, os tubos com as amostras são colocados no suporte do espectrômetro de massa, e tem início o processo denominado de flush. Nesse processo, uma agulha com dois furos é injetada automaticamente no vial, onde um furo injeta gás hélio para dentro da amostra e o outro furo da agulha retira o gás atmosférico de dentro do frasco. Esse procedimento é feito até que a pressão dentro do frasco se torne positiva em relação ao exterior, devido a total retirada de ar atmosférico de dentro do vial. O objetivo deste processo é retirar o CO_2 contido no ar atmosférico de dentro do vial

selado, para que ao ser analisada a amostra, o único gás carbônico presente seja o proveniente do carbonato amostrado. Esse processo dura cerca de 4 horas.



Figura 3.2: Espectômetro de massa IRMS DELTA V, utilizado na leitura de isótopos estáveis

Em seguida, troca-se a agulha do aparelho para a agulha que injeta ácido fosfórico (H_3PO_4) dentro do vial. A injeção de ácido é feita de forma automática pelo equipamento. O suporte onde são colocados os vials com as amostras, é mantido a uma temperatura de $70^\circ C$, uma temperatura na qual a aragonita e a calcita são dissolvidas pelo ácido mais rapidamente (Vonhof et al., 2020).

Após a inserção do ácido, a amostra irá liberar gás carbônico CO_2 com a dissolução da amostra. Insere-se então uma agulha coletora que irá coletar o CO_2 da amostra juntamente com o gás hélio. A amostra de CO_2 coletada da amostra passa por uma coluna de gás cromatográfica que irá executar a análise isotópica em um único pulso (Vonhof et al., 2020).

O equipamento irá ler a razão de massas 46/44 e 45/44 dos isótopos de CO_2 , a partir dessas razões, serão calculadas as razões dos isótopos de $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$. Essas medidas são efetuadas em relação a um padrão secundário que é ajustado a um padrão internacional, cujo padrão mais comum é o Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB). Durante

as análises deste trabalho, foram utilizados seis vials contendo padrões, em uma proporção de 1 vial de padrão para cada 11 de amostra.

➤ *Análise isotópica de Sr*

Para a realização das análises de Sr, foram inicialmente pesadas 20 mg de amostra em pó, utilizando uma balança de precisão. A amostra pesada foi adicionada em frascos de teflon denominados de Savillex, e em seguida foi adicionado 2 mL de ácido acético 0,05 mol/L na amostra. O savillex com amostra e ácido é colocado em um termocirculador ultrassom, por cerca de 30 min. Após essa etapa, a amostra com ácido é colocado em um microtubo onde é feita uma centrifugação por cerca de 10 minutos.

Após a centrifugação da amostra, é retirada uma alíquota de 1mL do sobrenadante da amostra com o auxílio de um pipetador e colocada em outro savillex. Essa alíquota coletada será em seguida colocada em chapa de aquecimento, para que seja evaporada por completo. Após a evaporação, é adicionado cerca de 1mL de ácido Nítrico (HNO_3) 2,9N às amostras.

A separação do elemento Sr dos demais elementos, é feito com o auxílio de uma coluna cromatográfica, onde a amostra dissolvida em ácido nítrico é inserida em uma resina. A resina é limpa durante 8 vezes com 0,5 mL de HNO_3 2,9N, após a inserção da amostra. O excesso de volume de ácido, faz com que os demais íons da amostra sejam descartados, servindo como uma fase móvel de separação dos elementos, carreando toda a amostra através da resina de troca iônica, onde o Sr fica retido.

Feito esse procedimento, os savillex de coleta da amostra limpos, são colocados sob a coluna, onde ao inserir 3mL de HNO_3 0,05N na coluna, irá coletar o Sr diluído no ácido. Para que essa amostra seja analisada, é necessário que esta seja evaporada novamente.

O concentrado de Sr é então adicionado sob um filamento de Rênio para que a leitura seja feita no espectômetro de massa. A leitura das amostras foi realizada no laboratório de Geocronologia da UnB, utilizando o equipamento TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer), modelo Thermo Scientific TRITON Plus – Thermal Ionization MS, tendo como característica uma fonte termo iônica, coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central (LEGGA, n.d.).

O TIMS faz a ionização das amostras a partir do aquecimento dos filamentos de Re inseridos junto à fonte iônica (fonte de ionização térmica). Estes filamentos são aquecidos através da passagem de correntes elétricas sobre os mesmos, estando inseridos no interior do espectômetro sob alto vácuo. Ao ser aquecido, o Sr depositado sobre os filamentos, é vaporizado e gera partículas iônicas que são aceleradas e colimadas em feixes (Cunha, 2015).

Os íons passam por um campo magnético que altera a sua trajetória, em uma intensidade proporcional a massa das partículas, chegando ao tubo analisador separadas em função de suas respectivas massas. Essas partículas são então captadas por sensores metálicos, e o computador acoplado ao espectômetro obtém as razões isotópicas de Sr (Cunha, 2015).

3.2.3.3 ICP-OES

Para a análise química das amostras de água foi utilizado o equipamento ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry), utilizado para determinar a concentração de elementos maiores e traço nas amostras. Essas análises foram realizadas no laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sob a supervisão do corpo técnico do laboratório.

Este equipamento mede a radiação eletromagnética, na região do visível e ultravioleta emitida por átomos e íon excitados quando retornam ao seu estado fundamental. O processo de ionização (excitação) dos átomos é realizado através da utilização de um plasma, atingindo temperaturas elevadas. A radiação é medida através da detecção óptica dos comprimentos de onda padrão dos elementos analisados.

4. Resultados e Discussões

4.1 Geologia da Grota da Ferveadeira e entorno

O objetivo inicial do presente estudo era entender como as ocorrências carbonáticas se formavam na área da Grota da Ferveadeira, integrando dados químicos e petrográficos focados nestas rochas. Porém, durante a visita de campo realizada em março de 2022, ficou evidente que seria necessária uma visão mais ampla sobre a geologia da região, devido a complexidade do sistema que dá origem aos fluídos hidrotermais ativos na área.

Desta forma, além do mapeamento geológico realizado na área Grota da Ferveadeira, também foram descritos afloramentos fora da área, onde se coletou amostras de água e rocha. O texto a seguir contém uma descrição das unidades geológicas importantes para o sistema hidrotermal da Grota da Ferveadeira, incluindo a geologia do município de Bodó, o evento magmático Macau ao norte da área, e uma análise da geologia da área mapeada neste trabalho.

4.1.1 *Interpretação Geofísica*

Optou-se neste trabalho por fazer uma breve análise da geofísica do município de Bodó (RN), onde a área da Grota da Ferveadeira está inserida. Ao analisar os mapas gamaespectométricos e magnetométricos do levantamento obtido, verificou-se pouca relevância dos levantamentos magnetométricos para a interpretação de lineamentos estruturais e litologias dentro da área, por isso foi utilizado apenas os mapas gamaespectométricos no auxílio da interpretação da geologia da área. O levantamento aéreo do projeto aerogeofísico Paraíba-Rio Grande do Norte foi realizado pela CPRM e os produtos analisados incluem mapas gamaespectométricos ternário e K percentual, pois definiam com melhor precisão os limites da Serra de Santana.

O mapa gamaespectométrico de composição ternária (Figura 4.1 a), onde o vermelho corresponde ao potássio ($R=^{40}\text{K}$), o verde corresponde ao tório ($G=^{232}\text{Th}$), e o azul corresponde ao urânio ($B=^{238}\text{U}$), possui cinco domínios indetectáveis. O domínio A é marcado por uma coloração azul muito escura, representando baixos teores de Th e K, delimitando os arenitos Serra do Martins que ocorrem na Serra de Santana, sendo possível observar a sua extensão na borda sul da área da Grota da Ferveadeira.

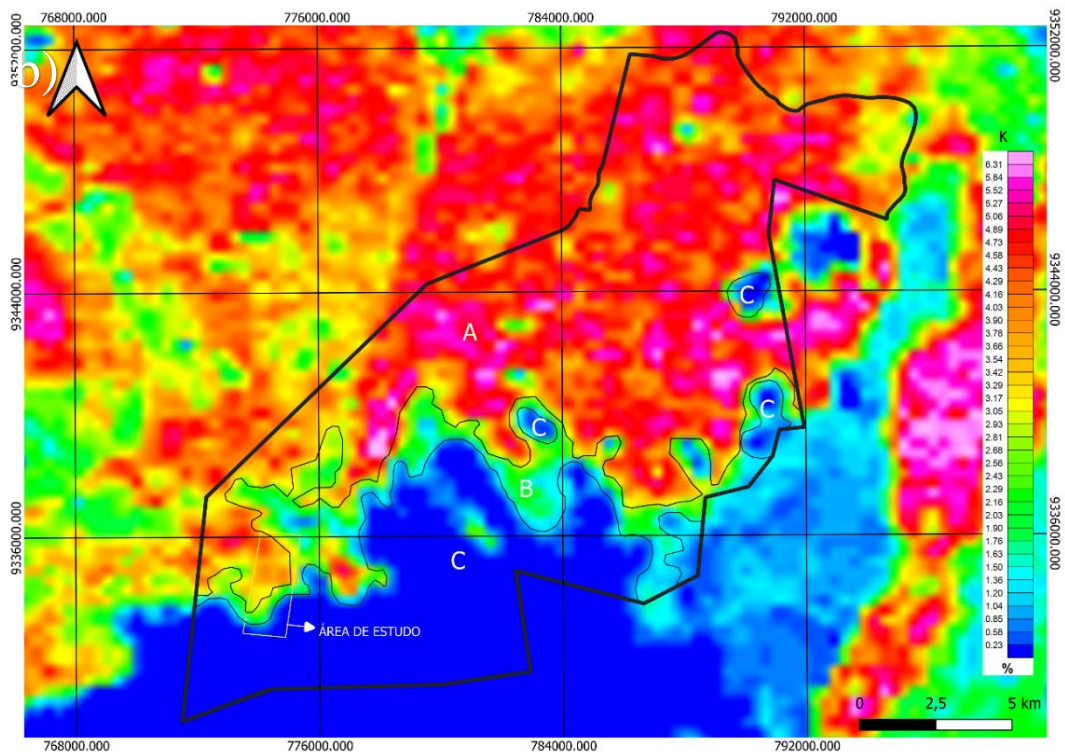
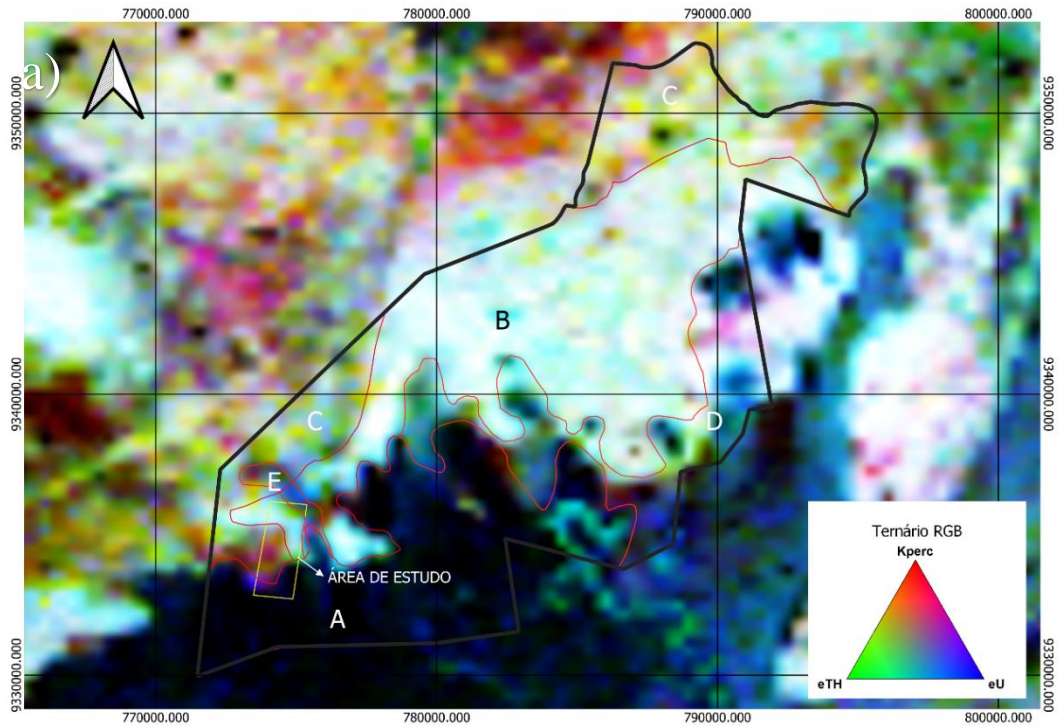


Figura 4.1: Mapa gamaesctométrico de composição ternária (a) e de percentual de Potássio (b), destacando o limite do município de Bodó e a área da Grota da Ferveira.

O domínio B possui uma coloração ciano, com teores maiores de Th e U, e baixo K. Essa zona representa o embasamento gnáissico do complexo Caicó. A zona C é marcada por uma coloração amarelo-esverdeada, marcando uma maior concentração de K que a

zona B, podendo refletir uma variação composicional do complexo Caicó, que na área da Grota da Ferveadeira é marcado por migmatizações e veios potássicos.

O domínio D não ocorre na área da Grota da Ferveadeira, ocorrendo em volta da borda NE da Serra de Santana, sendo marcado por um tom azulado, mais claro que em A, mostrando um pouco mais de mistura entre o Th e U. Esta zona representa a formação Jucurutu. A zona E constitui uma faixa estreita com coloração azulada, podendo marcar uma faixa residual da Serra de Santana, mas não fica clara a sua litologia representativa.

O Mapa do percentual de K

Figura 4.1 4.1b), possui três domínios identificáveis. O domínio A marca uma maior concentração relativa de potássio, e representa principalmente o complexo Caicó. O domínio C delimita o contorno dos arenitos da formação Serra do Martins, sendo possível identificar até mesmo porções residuais à NE da Serra de Santana. Esse domínio é caracterizado por uma concentração relativamente baixa em potássio. Já o domínio B, marca uma zona de concentração intermediária em potássio.

4.1.2 Unidades Litoestratigráficas Regionais

A geologia do município de Bodó (Figura 4.2) é caracterizada pelas rochas gnaíssicas do Complexo Caicó; as formações Jucurutu e Seridó, pertencentes ao Grupo Seridó; pela Suíte Intrusiva Dona Inês; pelo basalto Macau e pelos arenitos Serra do Martins, que ocorrem no topo da Serra de Santana.

O entendimento das relações entre o complexo Caicó, a Formação Jucurutu e o evento magmático Macau é crucial para o estudo do sistema hidrotermal ativo que ocorre na Grota da Ferveadeira. Estas litologias são descritas abaixo em relação a suas ocorrências regionais e na área de estudo.

Na Grota da Ferveadeira, que corresponde à área central do presente estudo, ocorrem as seguintes para a mais jovem (Figura 4.4): Complexo Caicó, Suíte Intrusiva Dona Inês, Dique Ceará Mirim, arenitos da Formação Serra do Martins e carbonatos do Recente. No texto abaixo serão abordadas essas unidades, com exceção dos carbonatos do Recente, que serão descritos e discutidos num capítulo a parte.

O mapeamento geológico esquemático na área Grota da Ferveadeira foi feito na escala 1:20.000 e o objetivo foi identificar as ocorrências carbonáticas e descrever as suas características petrográficas. O mapa geológico esquemático resultante deste trabalho consta na Figura 4.4, e as características de cada unidade presente na área são descritas abaixo.

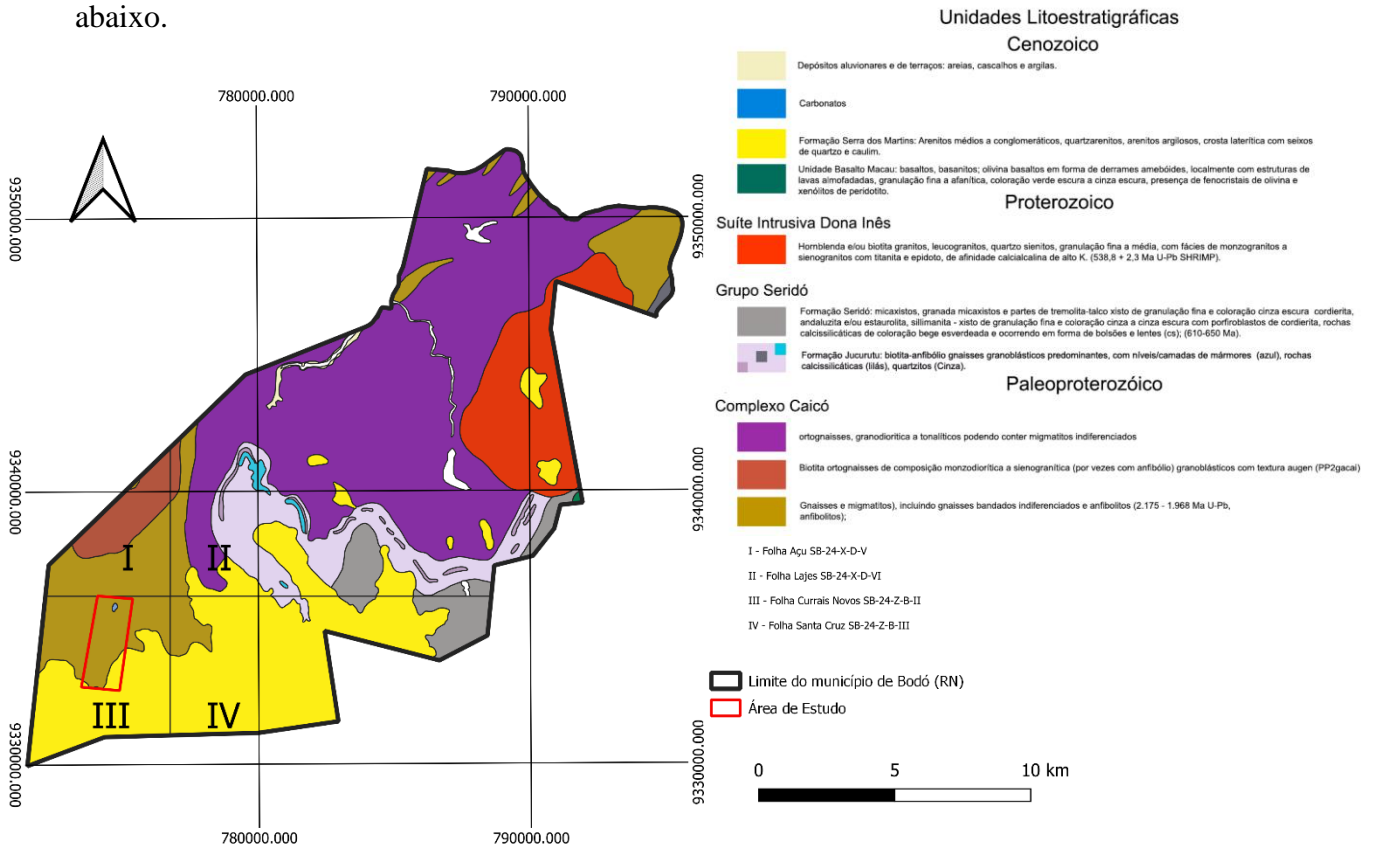


Figura 4.2: Mapa Geológico simplificado do município de Bodó. Fonte: Mapeamento Geológico - CPRM na escala 1:100.000, disponível no portal Geosgb.

4.1.2.1 Complexo Caicó

O complexo Caicó é caracterizado por rochas gnaisses e migmatitos polideformados, de idade Paleoproterozóica, com idades que variam de 2,2 a 2,15 Ga. No município de Bodó, o complexo Caicó é representado por uma sequência de gnaisses e migmatitos indivisos, incluindo gnaisses bandados e anfibolitos. As litologias ortoderivadas possuem composições que variam de metatonalitos à metagranitos, por vezes migmatizados, granodioríticos e augen gnaisses. As rochas do complexo Caicó formam uma estrutura elipsoidal e dômina, orientada na direção NNE-SSW, denominada de Núcleo São Vicente-Florânia (Medeiros e Dantas, 2015). Os migmatitos do complexo Caicó, ocorrem ao longo de faixas alongadas, intercalados com os ortognaisses com diferentes graus de intensidade, indicando diversos eventos de fusão parcial.

Já os anfíbolitos ocorrem na forma de diques/sills e xenólitos, também ocorrendo como corpos bandados e alongados no *trend* do núcleo São Vicente-Florânia. Apresentam textura fina, sendo compostos por hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo e piroxênio. Esses anfíbolitos são marcados por bandamentos milimétricos devido a intercalação entre níveis ricos em plagioclásio e níveis ricos em anfíbólio. Também podem ocorrer como xenólitos e diques nos gnaisses ortoderivados (Medeiros e Dantas, 2015). Esses anfíbolitos ocorrem na área da Grota da Fervedeira na forma de diques falhados e deformados em regime dúctil.

Metagabros, metadioritos e metaultramáficas pertencentes ao complexo Caicó se distribuem na forma de corpos subcirculares ou elipsoidais alongados. São caracterizados por rochas equigranulares e melanocráticas, com enclaves microgranulares máficos. Os metagabros possuem a seguinte mineralogia: plagioclásio, hornblenda, podendo conter piroxênio e biotita, e os minerais acessórios são constituídos de alanita, epidoto, opacos, zircão, anfíbólio e rutilo (Medeiros e Dantas, 2015). Os gnaisses granodioríticos ocorrem na porção NE do município de Bodó, ocupando uma área expressiva.

Os ortognaisses da região são caracterizados de acordo com a sua composição, como ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e leucortognaisses graníticos. Os biotita ortognaisses de composição granodiorítica possuem coloração cinza e textura média a grossa, podendo apresentar feições migmatíticas. Sua composição mineralógica inclui plagioclásio, quartzo, microclínio e biotita, possuindo minerais acessórios como apatita, titanita, alanita, clorita e opacos (Medeiros e Dantas, 2015).

Os augen-gnaisses são descritos por Medeiros e Dantas (2015) como uma suíte calcialcalina, mas também são descritos por outros autores em trabalhos anteriores como pertencentes a Suíte Poço da Cruz. São caracterizados por rochas de composição granítica e mais raramente granodiorítica, de coloração cinza clara a rosada. Sua mineralogia é composta de microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e epidoto. Minerais como titanita, clorita, opacos, apatita, zircão, alanita, muscovita e calcita ocorrem em porcentagens inferiores a 1% cada (Medeiros e Dantas, 2015).

Na área do Córrego da Fervedeira, rochas do Complexo Caicó afloram a 600 metros de altitude, onde ocorre o contato com os arenitos da formação Serra do Martins, evidenciando o soerguimento deste embasamento. Nessa altitude, o embasamento gnáissico do Complexo Caicó ocorre alterado devido a percolação de água através dos

arenitos (Figura 4.5a). O contato com a formação Serra do Martins é do tipo erosivo, com porções do contato em que o embasamento assume características saprolíticas (Figura 4.3 a,b).

O embasamento do complexo Caicó na área do Córrego da Fervedeira é constituído por ortognaisses, e a sua composição possui domínios félsicos, de composição granítica (Figura 4.5c), e domínios máficos, de composição anfibolítica (Figura 4.5b). Os Gnaisses ocorrem verticalizados em algumas porções, sendo possível observar zonas de cataclasitos gerados por falhamentos causados pelo soerguimento. As rochas do embasamento possuem uma foliação muito penetrativa, e por vezes, entre as clivagens do gnaisse, ocorrem finas camadas de anfibolitos (Figura 4.5d).

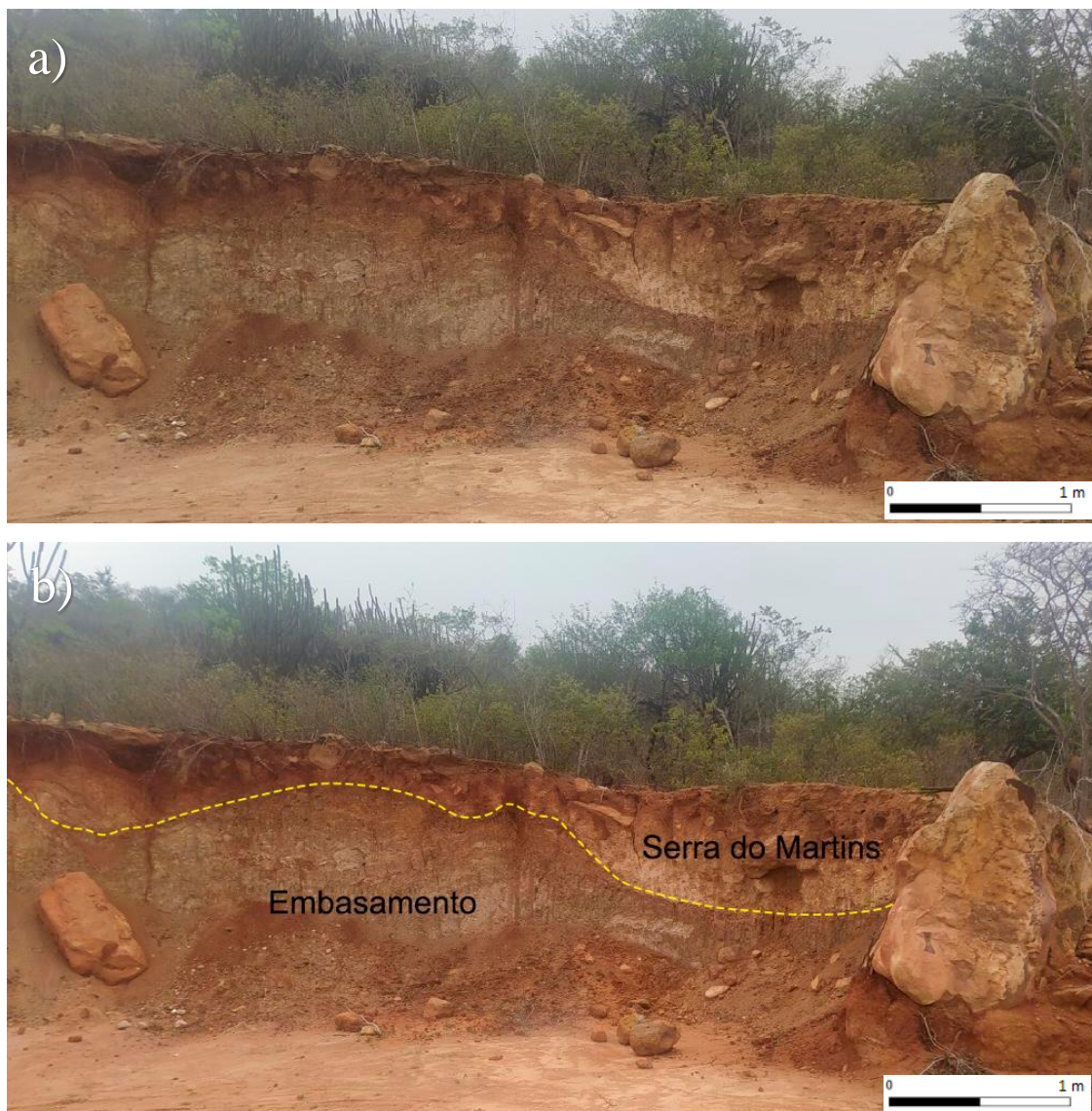


Figura 4.3: Contato entre os arenitos da Formação Serra do Martins e o embasamento constituído pelo Complexo Caicó.

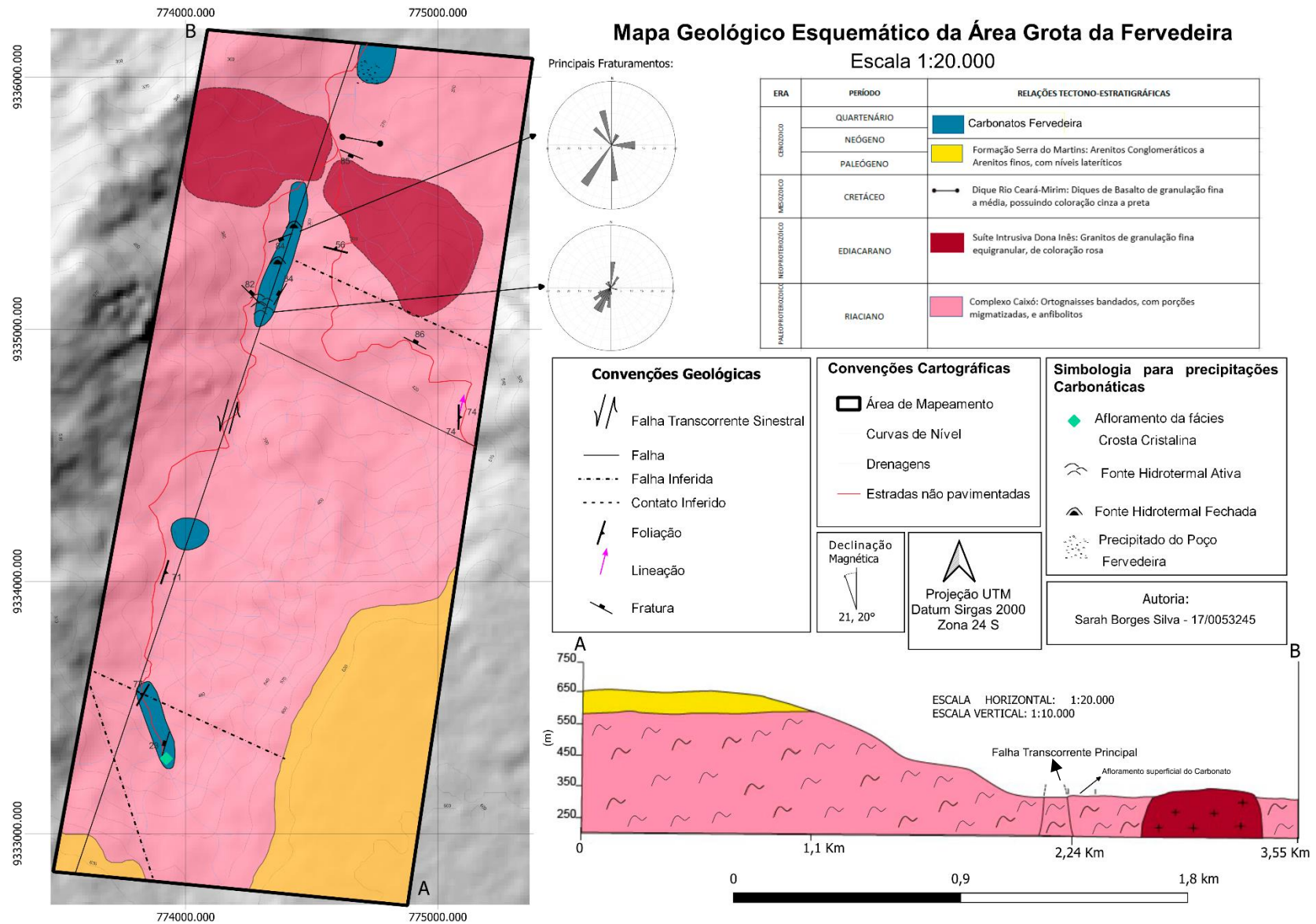


Figura 4.4: Mapa Geológico esquemático da área Grota da Ferveadeira

Na zona de falha que constitui o Riacho Grotta da Ferveadeira, os gnaisses assumem um caráter migmatítico, com porções recrystalizadas e bandamentos deformados (Figura 4.5e). Ao longo do Riacho da Grotta da Ferveadeira, os gnaisses fazem contato com as fácies carbonáticas, que se formam ao longo de fraturamentos desse embasamento.

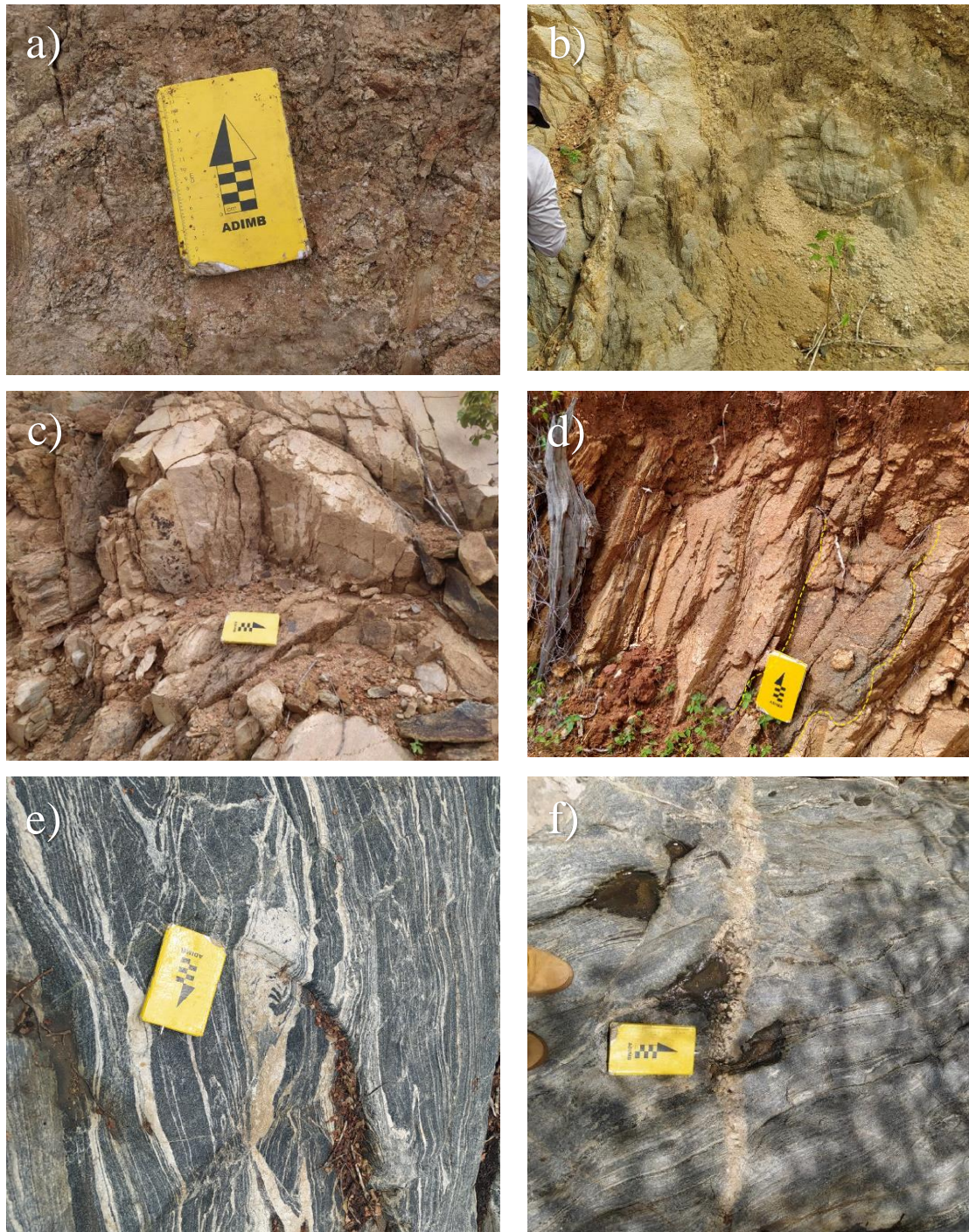


Figura 4.5: a) Ortognaisses do Complexo Caicó alterado; b) Afloramento do Ortognaisse Caicó alterado, constituindo um saprolito em que é possível observar os domínios mais félsicos e domínios máficos; c) Domínio de composição félsica do ortognaisse; d) Foliações no gnaisse e anfíbolito ocorrendo entre as foliações, destacado

pela linha tracejada amarela; e) Gnaiss migmatizado ocorrendo ao longo da drenagem do Riacho Grota da Ferveira; f) Veios pegmatíticos cortando o gnaiss.

Os gnaisses do embasamento são cortados por diques pegmatíticos potássicos (Figura 4.5f) e por diques anfibolíticos. Os diques anfibolíticos são os mais antigos, ocorrendo falhados e deformados nas porções relativamente mais migmatizadas do gnaiss (Figura 4.6a). Esses diques se formaram a partir de injeções máficas, que ao intrudir no embasamento, causaram um brechamento no contato. O evento seguinte forma os diques pegmatíticos que cortam os anfibolitos (Figura 4.6d). Os diques potássicos (Figura 4.6c) ocorrem deformados de forma dúctil, e podem ter se formado através de uma remobilização do potássio.

Além dos diques citados, veios mais recentes, possivelmente relacionados com a neotectônica da região, ocorrem preenchidos por óxido de ferro ou por carbonatos. Indícios desse neotectonismo são veios, predominantemente preenchidos por óxido de ferro que cortam os pegmatitos (Figura 4.6b).

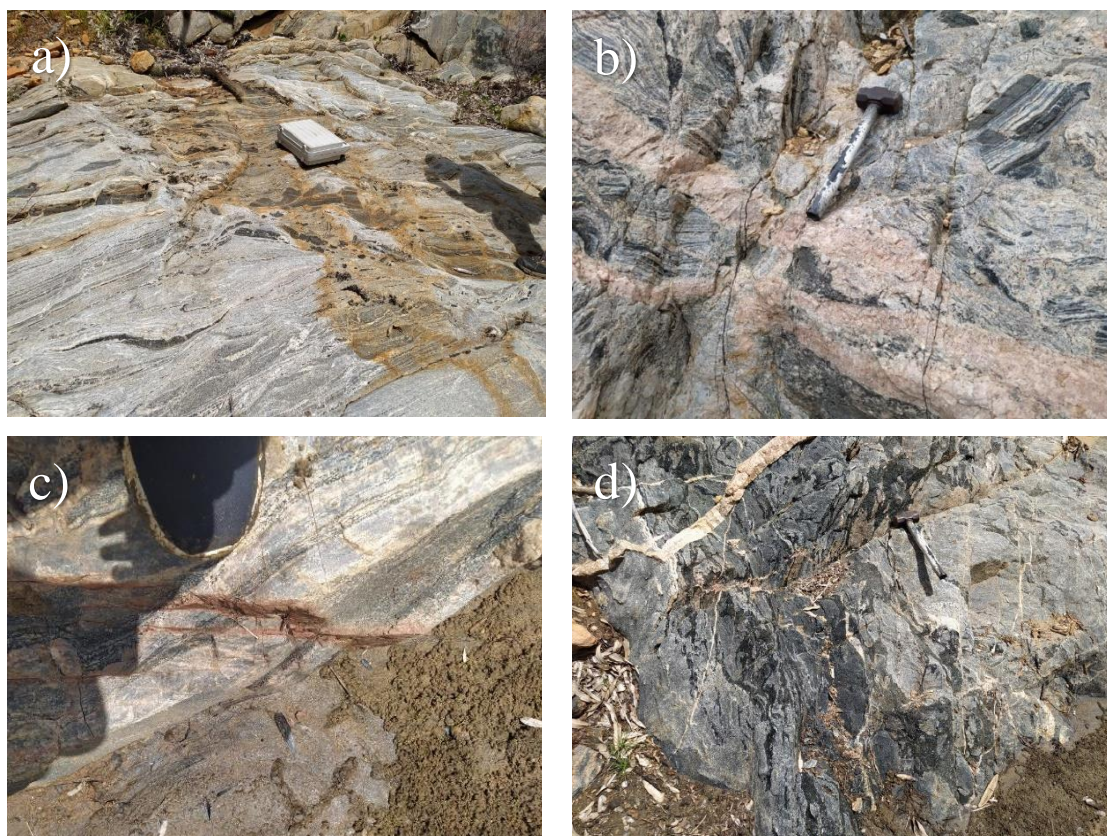


Figura 4.6: a) veios anfibolíticos falhados e deformados de forma dúctil; b) veios de óxido de ferro cortando veios pegmatíticos; c) Veios potássicos; d) Relação entre os veios anfibolíticos e os veios pegmatíticos.

4.1.2.2 Grupo Seridó

A porção basal do grupo Seridó é composta por paragnaisses, que se intercalam com os mármore, calcissilicáticas, micaxistos, metavulcânicas e formações ferríferas, da Formação Jucurutu; metaconglomerados e quartzitos da Formação Equador na posição intermediária; e no topo os micaxistos feldspáticos e aluminosos da Formação Seridó (Medeiros e Dantas, 2015). No município de Bodó ocorrem as formações Jucurutu e Seridó, já na área da Grota da Ferveadeira, não afloram unidades do Grupo Seridó.

➤ Formação Jucurutu

A formação Jucurutu é constituída predominantemente por biotita-gnaisses, com níveis de mármore, com extensão métrica a quilométrica, e intercalações de rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas, anfibolitos e formações ferríferas. Medeiros e Dantas (2015) dividem os gnaisses em 4 litofácies, sendo elas: gnaisses feldspáticos, gnaisses aluminosos, muscovita-biotita gnaisses e gnaisses quartzosos. A litofácies principal é composta pelo biotita-gnaisses, apresentando coloração cinza a esverdeada, com textura nematolepidoclástica e granulação fina a média.

Essa Litofácies possui estrutura gnáissica, com alternância entre faixas centimétricas ricas em biotita e bandas compostas essencialmente por epidoto e anfibólio (calcissilicáticas). A composição mineralógica é constituída de plagioclásio, quartzo, biotita, microclínio, muscovita, epidoto, titanita, calcita, e minerais como opacos, clorita, apatita, zircão, turmalina correspondem a menos de 1%. Essas rochas estão metamorfoseados na fácies anfibolito, com um retrometamorfismo para fácies xisto verde (Medeiros e Dantas, 2015).

Intercaladas com o biotita-gnaisse, ocorrem os mármore, alcançando espessuras de centenas de metros a extensões quilométricas, alongados principalmente na direção NE-SW. Possuem coloração cinza clara ou branca, sendo bastante homogênea e compacta, por vezes bandada. A composição mineralógica destes mármore é constituída predominantemente por calcita, podendo possuir acessórios como muscovita, quartzo, opacos e hidróxidos de ferro (Medeiros e Dantas, 2015).

Além das litologias citadas, as rochas calcissilicáticas também compõem a formação Jucurutu, constituindo rocha com tremolita-actinolita-hornblenda, clinopiroxênio, quartzo, epidoto, zoisita, plagioclásio e calcita. Essas rochas são metamorfoisadas na fácies

anfibolito superior, possuindo um intenso processo de hidrotermalismo. Também ocorre um retrometamorfismo devido a circulação de H₂O, causando uma neocrystalização de calcita, epidoto e mica branca, que se formam a partir da desestabilização da hornblenda e do plagioclásio (Medeiros e Dantas, 2015).

A associação de mármore, formações ferríferas e a tendência calcítica-quartzítica dos paragneisses da Formação Jucurutu, indicam que esta unidade foi formada em ambiente marinho raso de margem passiva. A formação Jucurutu possui idades mínima ediacarana de 634 Ma (Costa e Dantas, 2018).

A formação Jucurutu consiste em um importante depósito mineral para a região do município de Bodó, constituindo um dos principais distritos de scheelita do estado do Rio Grande do Norte. A scheelita consiste em um mineral composto por tungstato de Cálcio (CaWO₄), e ocorre em skarns na região de Bodó.

Os skarns da região se formam através do metamorfismo dos mármore da formação Jucurutu, causado pela intrusão de plutons formados durante o ciclo brasileiro, possuindo idade Neoproterozoica. Os skarns são controlados por zonas de cisalhamento, que atuaram como caminhos para a percolação de fluídos e metais. A mineralogia metassomática desses skarns é constituída por piroxênio, granada, anfibólio, wolastonita, titanita e feldspato potássico. Os skarns ocorrem em camadas estratiformes, com o controle sobre a mineralização sendo a relação com as rochas encaixantes (Corrêa, 2019).

Segundo Corrêa (2019), os depósitos de scheelita se formaram a partir de um sistema hidrotermal duradouro, que precipitou minerais metassomáticos em condições de pressão, temperatura, pH, atividade de água e fugacidade de oxigênio, que mudavam constantemente. Dados geocronológicos indicam que os plutons são a fonte dos fluídos enriquecidos em W, mostrando que a mineralização é provavelmente derivada de um magma reduzido, profundo, que se formou após o evento colisional que ocorreu nos últimos estágios do evento brasileiro (Corrêa, 2019).

Foram realizadas medidas de acamamento do mármore Jucurutu que ocorre na borda NE da Serra de Santana (Figura 4.7). Essas medidas mostram que a formação Jucurutu ocorre na região como uma grande dobra sinclinal, com eixo da dobra possuindo direção principal NNE-SSW. O acamamento possui espessuras variadas, e o ângulo de mergulho do acamamento no flanco medido possui uma direção principal para oeste, indicando que esta formação pode estar mergulhando para dentro da Serra de Santana.



Figura 4.7: Afloramento do mármore Jucurutu na borda NE da Serra de Santana.

➤ *Formação Seridó*

Segundo Costa e Dantas (2018), a formação Seridó ocorre, na região do município de Bodó, como duas litofácies principais, sendo elas: micaxistos e cordierita, andaluzita, estaurolita e/ou silimanita biotita xistos com granada. Os micaxistos e granada micaxistos são a principal litofácies da região, possuindo coloração cinza a marrom, com xistosidade.

A composição mineralógica destes micaxistos e granada micaxistos é constituída essencialmente por biotita, quartzo, plagioclásio, muscovita e granada, possuindo minerais acessórios como clorita, minerais opacos, granada, zircão, apatita e turmalina. Essa unidade é metamorfisada na fácies xisto verde superior, possuindo ainda evidências de um retrometamorfismo para fácies xisto verde inferior (Costa e Dantas, 2018).

A litofácies cordierita-andaluzita-estaurolita e/ou silimanita xistos com granada, compreendem rochas heterogêneas, de coloração cinza escura, com porções esbranquiçadas de composição mais quartzo-feldspáticas, possuindo estrutura xistosa e textura lepidonematoblástica. Sua mineralogia é constituída de quartzo, biotita, cordierita, estaurolita, plagioclásio, clorita, granada e andaluzita, possuindo minerais acessórios como opacos, turmalina, apatita e zircão (Costa e Dantas, 2018).

A formação Seridó possui idade Neoproterozóica (650-610 Ma), sendo interpretada como uma sequência de metaturbiditos devido a preservação de estratificações gradacionais, continuidade lateral de fácies e preservação de ciclos de bouma (Costa e Dantas, 2018).

4.1.2.3 *Suíte Intrusiva Dona Inês*

As rochas que compõem a Suíte Intrusiva Dona Inês são constituídas por biotita granitos de composição sienogranítica a monzogranítica, possuindo granulação média equigranular, com uma coloração cinza clara a rosada. Composta por uma assembleia félsica, a Suíte Intrusiva Dona Inês é constituída por quartzo, microclínio, plagioclásio e com a biotita sendo o principal mineral máfico. Entre os minerais acessórios, ocorrem apatita, opacos, alanita e zircão. Os minerais de alteração são principalmente muscovita, carbonatos e clorita (Costa e Dantas, 2018).

Análises U-Pb sugerem uma idade de cristalização de 557 Ma, já análises de Sm/Nd mostram uma idade modelo T_{DM} de 2,36 Ga. Costa e Dantas (2018) inferem que a fonte para o magma que originou o plúton teve participação crustal, com idades máximas paleoproterozóicas, possivelmente atribuídas ao Complexo Caicó (Costa e Dantas, 2018).

Os corpos graníticos que ocorrem na área do Riacho Grota da Fervedeira foram interpretados como pertencentes a Suíte Intrusiva Dona Inês, a partir da comparação das características petrográficas descritas para esta unidade. Porém, não foram feitas análises químicas de amostras graníticas com o objetivo de enquadrá-la nessa unidade.

A Suíte Intrusiva Dona Inês, foi descrita por Angelim et al. (2006), agrupando a suíte de leucogranitos de Jardim de Sá (1994) e a suíte calcialcalina potássica equigranular de Nascimento et al. (2000). Os plútons dessa unidade ocorrem como corpos isolados, sob a forma de diques e sills. Essa unidade é sin- a tardi-tectônica, com o seu alojamento sendo controlado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes e localmente com zonas de cisalhamento extensional (Angelim et al.,2006). Essa unidade pertenceria a unidade de granitos G3.

A litologia dessa unidade é composta por monzo a sienogranitos, equigranulares de granulação fina a média. Os minerais máficos são biotita principalmente, e menos frequentemente anfibólio, e seu mineral principal é composta por feldspato potássico,

quartzo e plagioclásio (Jardim de Sá et al., 1986). Segundo Angelim et al. (2006), essas rochas são transicionais entre os tipos metaluminosos e peraluminosos, plotando no campo calcialcalino alto potássio. Essa unidade teria evoluído a partir de uma fonte mista, possuindo parte do Complexo Caicó e parte dos micaxistos da Formação Seridó.



Figura 4.8: a) Afloramento do Granito Suíte Dona Inês na área da Grota da Fervedeira; b) Granito hidrotermalizado, possuindo porções brechadas pelo fluido hidrotermal; c) contato migmatizado do granito Suíte Dona Inês com o Gnaiss do Complexo Caicó; d) Contato da fácies Granito Hidrotermalizado com o gnaiss do Complexo Caicó e afloramento da fácies crosta cristalina

Na área mapeada, esses granitos possuem uma granulação fina, equigranular, com uma coloração rosa (Figura a). Os contatos dessa unidade com os gnaisses observados em campo são migmatizados a gradacionais, por vezes havendo uma mistura das duas litologias (Figura 4.8c).

O granito foi dividido em duas litofácies, sendo elas: i) litofácies granito fresco, sendo constituído por rocha sã, porém muito fraturado. Essa fácies ocorre principalmente ao longo da drenagem ou a oeste na área mapeada; ii) litofácies granito hidrotermalizado (Gh), sendo constituído por uma rocha muito alterada, devido a percolação dos fluidos hidrotermais carbonáticos. Essa litofácies ocorre na porção leste da área mapeada,

ocorrendo de forma pontual (Figura 4.8b). As análises deste trabalho, focaram na litofácies granito hidrotermalizado.

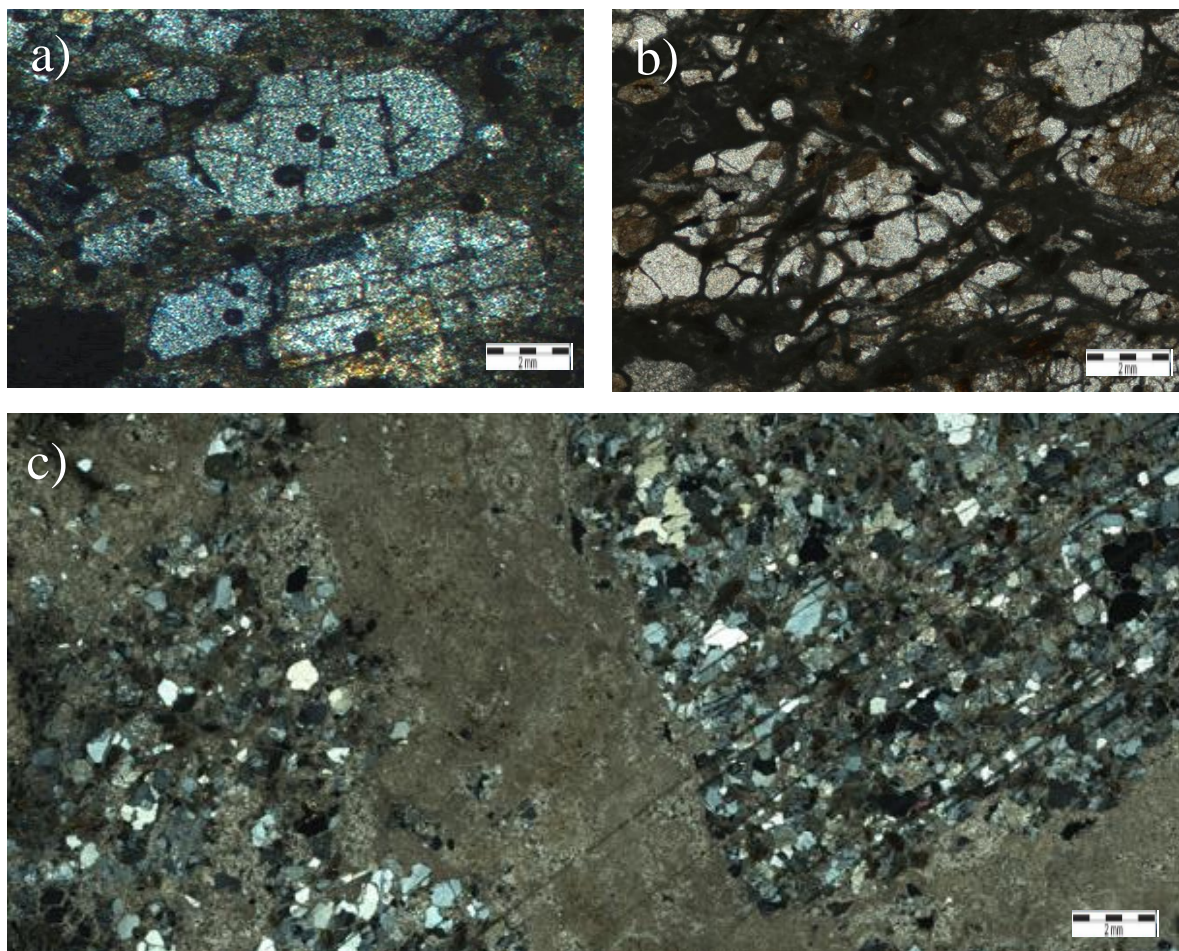


Figura 4.9: Aspectos macroscópicos e microscópicos da fácies Gh; a) Cristais com bordas arredondadas (NX); b) Grãos fraturados e brechados pela hidrotermalização (NP); c) Seção delgada da fácies Gh, com veio carbonático no centro.

O ocorrência do granito hidrotermalizado indica que há uma forte interação entre os fluídos hidrotermais carbonáticos e as rochas graníticas, e provavelmente por meio de um sistema de fraturas escalonadas. O granito hidrotermalizado é recortado por veios carbonáticos, que por vezes brecham a rocha granítica (Figura 10b). Em outras porções do afloramento, o granito se encontra alterado para um saprolito devido ao processo de alteração hidrotermais. Em um afloramento em planta, no topo do corpo granítico é possível se observar o contato entre o granito e o gnaíse, com a fácies crosta cristalina ocorrendo entre os dois (Figura 4.8d).

Microscopicamente, essa fácies hidrotermalizada do granito é caracterizada por uma mineralogia composta por feldspatos potássicos, biotitas, óxidos, plagioclásio, quartzo, microclínio e anfibólios (Figura 4.9c). A seção delgada exhibe muitos fraturamentos, onde os vazios foram preenchidos por uma micrita, criando um aspecto

brechado nos grãos (Figura 4.9b). Os grãos graníticos ocorrem dispersos em meio a uma matriz micrítica, sendo possível observar pontos de recristalização da micrita para uma calcita micro-espática. Os cristais são em geral subédricos à anédricos, possuindo porções de grãos com bordas arredondadas (Figura 4.9a).

Os poros na lâmina ocorrem principalmente na forma de fraturas intra-partícula e inter-partículas, mas também é possível identificar poros fenestrais com cavidades arredondadas, ocorrendo entre as partículas. Poros fenestrais também ocorrem no veio carbonático, sendo interligados por pequenas gargantas.

4.1.2.4 Magmatismo Macau

O magmatismo Cenozoico Macau ocorre em uma pequena área no município de Bodó, a NE da Serra de Santana. Essa unidade aflora na forma de blocos e matacões de olivina basaltos, melanocráticos de coloração preta a cinza escura, possuindo textura fina e podendo conter xenólitos de peridotito. Sua composição mineralógica é constituída predominantemente por clinopiroxênio, plagioclásio, olivina, vidro vulcânico, além de opacos e apatitas (Costa e Dantas, 2018).

As ocorrências do magmatismo Macau estão distribuídas ao longo dos alinhamentos Macau-Queimadas e Mecejana-Fernando de Noronha, sendo que a região estudada neste trabalho ocorre no alinhamento Macau-Queimadas, estando dispostos com direção principal N-S (Figura 4.10). A feição mais marcante desse magmatismo é o denominado Pico do Cabugi, que consiste em um *neck* vulcânico (Silveira, 2006).

O magmatismo máfico que ocorre na região é composta por ankaratritos, basanitos e olivina-basaltos com afinidades basaníticas e toleíticas. Estudos feitos com essas rochas sugeriram duas fácies distintas, sendo elas basaltos alcalinos e olivina basaltos. *Necks* e *plugs* são a forma de ocorrência mais comum dessa unidade. A mineralogia principal desses basaltos são olivina, augita, óxidos de ferro, plagioclásio, nefelina e feldspato potássico (Silveira, 2006).

As rochas do magmatismo Macau na região estudada são de natureza predominantemente alcalina, originada através de fusão parcial e altas pressões. A sua origem mantélica é inferida a partir dos xenólitos que ocorrem nessa unidade, indicando que esses basaltos estariam relacionados com uma câmara magmática posicionada a 64-

90 Km de profundidade, sujeita a pressões entre 19 e 27 kbar. Análises isotópicas de Sr e Nd mostram que a fonte mantélica dos basaltos é heterogênea e metassomatizada (Silveira, 2006).

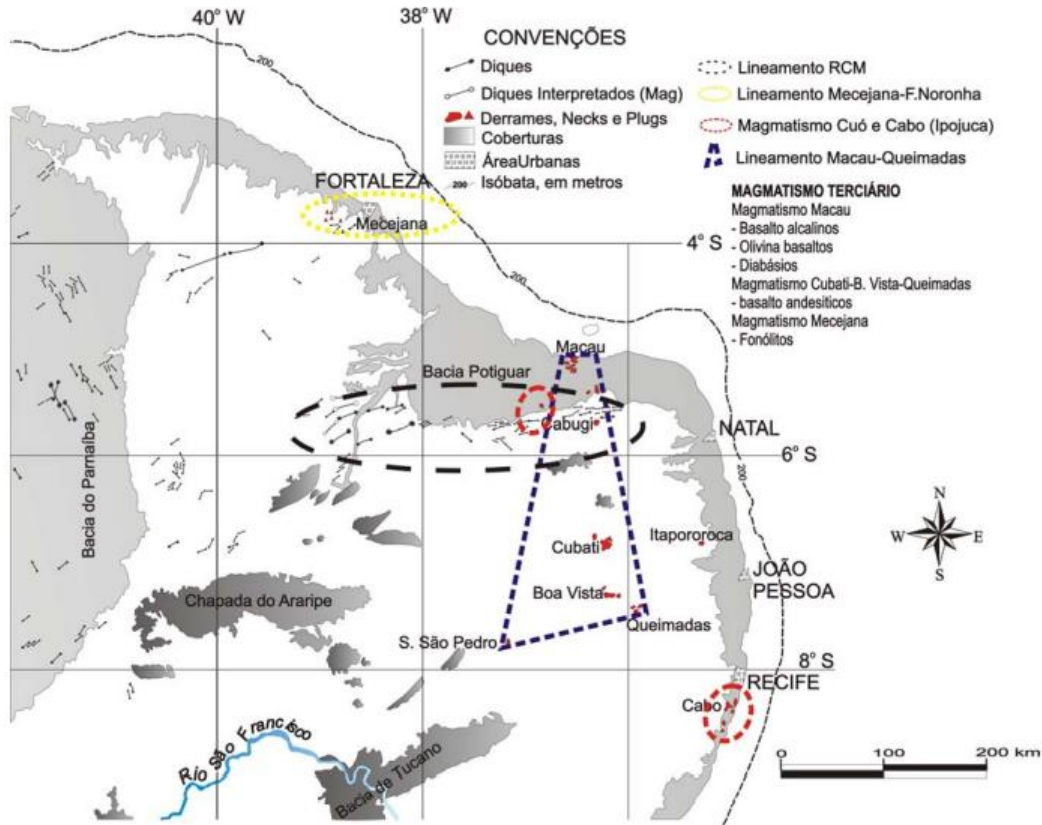


Figura 4.10: Localização das principais áreas de ocorrência do magmatismo Meso-Cenozóico na Província Borborema (Retirado de Silveira, 2006; Fonte original: Almeida, 1988).

Segundo Silveira (2006) esse evento magmático pode ser o reflexo de anomalias térmicas do manto, associadas com a quebra do Gondwana. Há duas hipóteses que são sugeridas para esse evento: i) o primeiro diz que o magmatismo foi gerado por reativações ocorridos na placa sul-americana, onde o magma teria se alojado em zonas de alívio de pressão; ii) o segundo diz que o magmatismo pode estar associado com plumas mantélicas do tipo hotspot.

4.1.2.5 Rio Ceará-Mirim

Os ortognaisses do Complexo Caicó são cortados por um dique de composição toleítica pertencente ao magmatismo Rio Ceará Mirim, de idade Cenozoica (Figura 4.11a). Esses diques ocorrem na área com direção principal E-W, sendo possível observar uma epidotização no contato com os ortognaisses (Figura 4.11b).

As rochas do magmatismo Rio Ceará-Mirim são constituídas por basaltos e diabásios, ocorrendo sob a forma de enxame de diques com direção E-W no estado do Rio Grande do Norte. Os basaltos são descritos como rochas melanocráticas de coloração preta, possuindo textura afanítica. A mineralogia é composta por plagioclásio, clinopiroxênio/augita, olivina, opacos e uma matriz ultrafina, por vezes serpentinizada (Costa e Dantas, 2018).

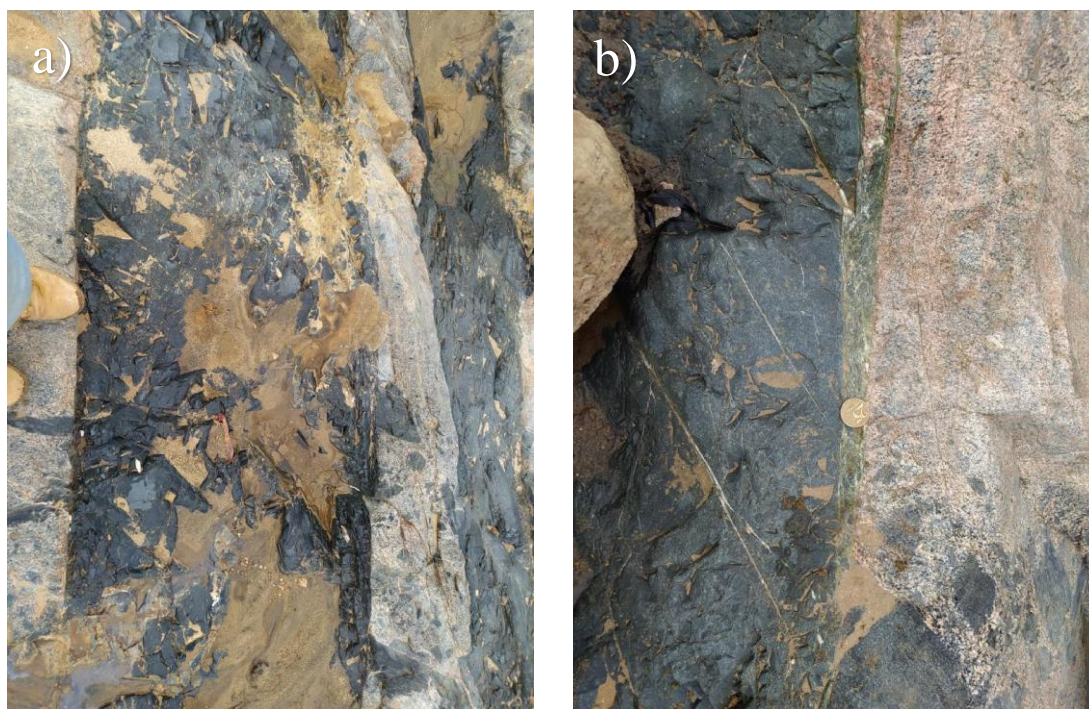


Figura 4.11: Afloramento do dique Rio Ceará-Mirim; a) Vista em planta do dique cortando o ortogneisse do Complexo Caicó; b) Epidotização no contato do dique com o ortogneisse.

4.1.2.6 Formação Serra do Martins

A formação Serra do Martins consiste nos sedimentos que ocorrem no topo da Serra de Santana, possuindo arenitos conglomeráticos de coloração castanho claro e arenitos médios. Menezes (1999) sugeriu seis fácies sedimentares para a formação Serra do Martins: i) arenitos finos/médios/grossos; ii) arenitos conglomeráticos; iii) arenitos grossos a muito grossos; iv) arenitos médios; v) arenitos finos e vi) siltitos a argilitos (Medeiros e Dantas, 2015).

Na Serra de Santana, as fácies presentes são os arenitos conglomeráticos, os arenitos médios e os siltitos argilosos. A fácies arenitos conglomeráticos possui seixos de quartzo, sustentados por uma matriz arenosa muito grossa de coloração creme. A fácies arenitos médios é composta por arenitos médios a grossos, de coloração castanho claro a esbranquiçado, apresentando estratificações cruzadas acanaladas. A fácies Siltitos

argilosos é constituída por siltitos e argilitos vermelhos, maciços com raros grânulos de quartzo e pequenos seixos dispersos (Medeiros e Dantas, 2015).

A idade de Formação da Serra do Martins é inferida a partir de relações geomorfológicas, pois não há fósseis e não existem datações radiométricas. Desta forma, a formação é sugerida como pertencente ao Oligoceno Superior e o Mioceno Inferior (Medeiros e Dantas, 2015).

A formação Serra do Martins que ocorrem no topo da Serra de Santana, possuem acamamento horizontal e estão dispostas em não-conformidade sobre as rochas do embasamento, que na área mapeada consistem nos ortognaisses do Complexo Caicó.

A base da Formação Serra do Martins é constituída por rochas areno-argilosas, com cores avermelhadas e caulinizadas na base, quando em contato com as rochas do embasamento (Barros, 1998). Na área mapeada foi possível identificar as fácies conglomerática, a fácies de arenitos grossos a muito grossos e a fácies arenitos de médios.

A fácies Arenito Conglomerático consiste em arenitos conglomeráticos maciços, constituída por seixos de quartzo subarredondados a arredondados, com diâmetros de 3 a 8 cm. Os seixos são suportados pela matriz, sendo que esta é composta por uma areia muito grossa, de cor creme esbranquiçada. Localmente ocorrem concreções ferruginosas e intraclastos grossos a muito grossos (Figura 4.12c) (Menezes, 1999).

A fácies Arenitos grossos a muito grossos, por vezes tendem para um arenito conglomerático, possuindo coloração castanha a esbranquiçada, frequentemente contendo seixos, grânulos e clastos de argila. Estruturas como estratificações cruzadas acanaladas de grande porte são possíveis de serem identificadas nesta fácies (Menezes, 1999).

A fácies Arenitos médios consiste em arenitos médios a grossos, também apresentando estratificações cruzadas em baixo ângulo e tabulares (Figura 4.12a). Os arenitos com estratificações de baixo ângulo, compreendem horizontes centimétricos de granulometria fina, alternados com sets de granulometria média a grossa, com a mesma espessura (Menezes, 1999). Esses arenitos são localmente capeados por uma crosta ferruginosa, que comumente se forma em cotas acima de 700 (Figura 4.12b).



Figura 4.12: a) Arenito de granulometria média aflorando em corte de estrada, na Serra de Santana b) Laterita ocorrendo acima do arenito na Serra de Santana; c) Bloco rolado da fácies arenito conglomerático, encontrado na base do Riacho Grota da Ferveira.

4.2 Petrografia e Formas de Ocorrência dos Carbonatos Hidrotermais da Grota da Ferveadeira

As fácies carbonáticas foram definidas com base nos diferentes aspectos texturais e composicionais indentificados. A individualização das fácies foi feita a partir da observação macroscópica em afloramentos e de amostras de mão, bem como das análises microscópicas de seções delgadas. Ao total, foram analisadas 13 amostras de mão e 16 lâminas, feitas a partir destas amostras. Quando necessário, as fácies foram subdivididas em microfácies.

Com o objetivo de sistematizar o nome e a codificação das fácies, foi usado um padrão de nomenclatura inspirado no modelo proposto por Miall (1978). Deste modo, foram utilizadas letras maiúsculas para referir à litologia, e letras minúsculas para descrever aspectos definidores das fácies, como texturas e estruturas. Para distinguir a nomenclatura das microfácies, foram adicionados números após o código das fácies.

4.2.1 Calcário Litoclástico Laminar (CII)

Macroscopicamente, essa fácies pode ser definida como um calcário de coloração bege a cinza claro, cuja feição predominante é uma estrutura laminar, levemente ondulada (Figura 4.13a). Apresenta um aspecto esponjoso e relativa alta porosidade, sendo possível identificar a presença de grãos detríticos dispersos, com granulometria fina a média.

Microscopicamente, é possível identificar grãos detríticos de quartzo, feldspato potássico e óxidos em meio à matriz micrítica e o cimento (Figura 4.14b). Os grãos de quartzo observados possuem bordas angulosas, e os feldspatos ocorrem alterados, possuindo bordas arredondadas. A matriz é constituída por calcita microcristalina, com porções recristalizadas para calcita micro-espática. Finas laminações irregulares de coloração preta, que ocorrem ao redor de cavidades, podem indicar uma influência microbial na precipitação.

O cimento nessa fácies ocorre nas seguintes formas: 1) calcita espática anédrica, que aparenta ser uma recristalização da matriz; 2) cimento calcítico fibroso, ocorrendo com crescimento direcional para o centro de poros; 3) cimento calcítico blocoso, se desenvolvendo entre as estruturas de rafts; 4) cimento ferruginoso, ocorrendo em finas lâminas (Figura 4.13c). Entre os cimentos citados, o mais expressivo é a calcita espática, ocorrendo em maior volume na fácies.

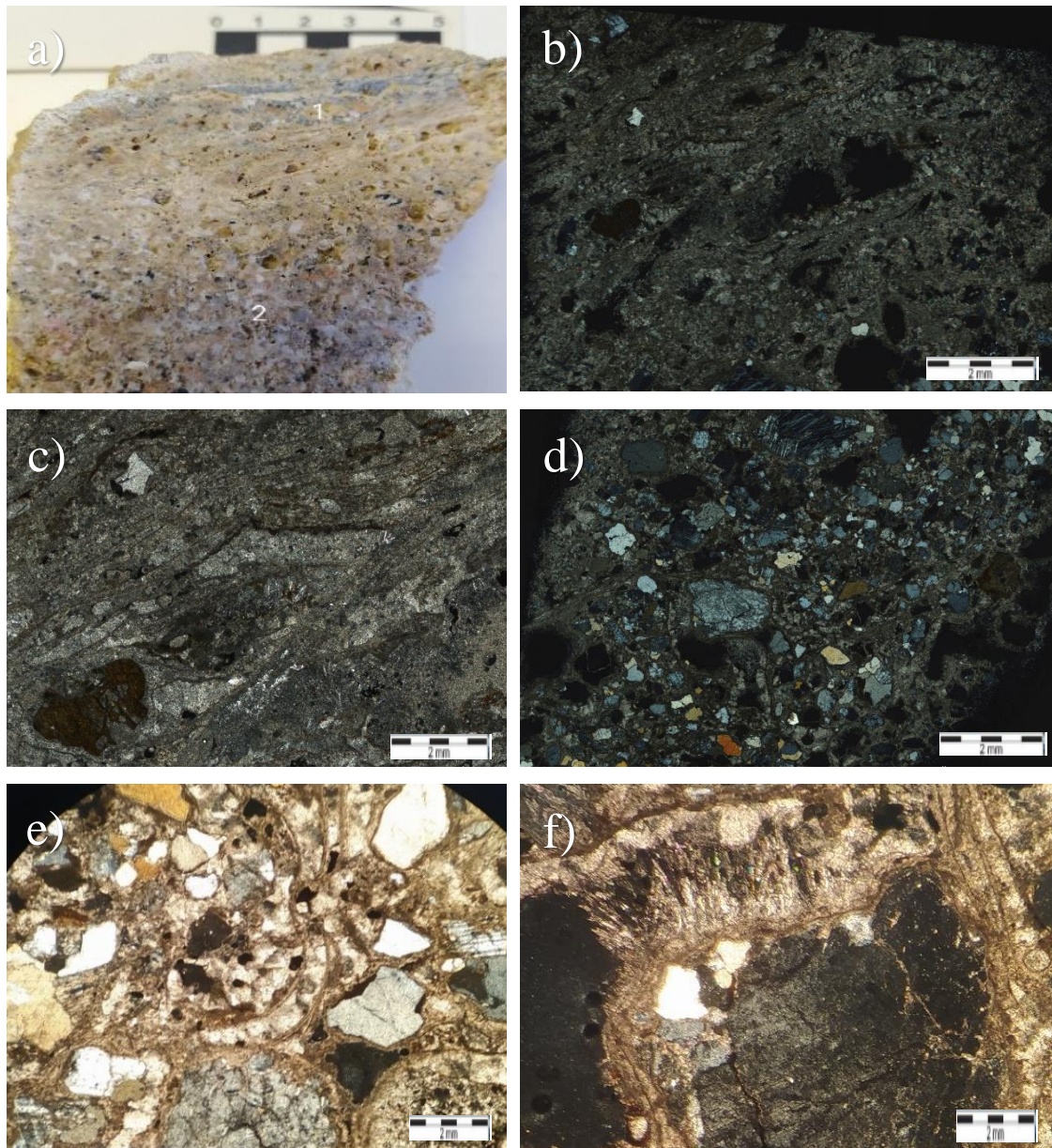


Figura 4.13: Aspectos macroscópicos e microscópicos das fácies Cll e Clg. a) Fácies Calcário Litoclástico Laminar (1) e Fácies Calcário Litoclástico Granular (2) em amostra de mão; b) Seção delgada da fácies Cll em nicóis cruzados; c) Finas laminações na fácies Cll, possivelmente de cimento ferruginoso, que ocorrem entre as laminações e raft (Nicóis paralelos); d) Seção delgada da fácies Clg em nicóis cruzados; e) Grãos alongadas da fácies Clg, provavelmente bioclastos, com preenchimento da cavidade central por cimento calcítico (Nicóis cruzados); f) Grão de feldspato alterado da fácies Clg, envelopado por micrita, e crescimento de calcita em forma de agulha (Nicóis cruzados);

Laminações micríticas e estruturas similares à rafts (grãos alongados que se formam a partir da cristalização de finas lâminas de calcita) ocorrem em conjunto nesta fácies, sendo difícil individualizar uma estrutura da outra, pois as laminações são pouco espessas e se assemelham aos rafts. As laminações tendem a ocorrer de forma mais ondulada e ao longo do comprimento da seção delgada, enquanto que os rafts são

limitados em tamanho e, por serem cristalizações laminares calcíticas, tendem a se partir e por isso ocorrem em extensões menores que as laminações.

Esta fácies possui uma porosidade significativa, cujos poros tendem a ocorrer principalmente entre as laminações e rafts. Estes poros são em geral do tipo fenestrais, sendo que alguns poros são conectados por pequenas gargantas. Também é possível identificar poros menores intrapartículas.

4.2.2 Calcário Litoclástico Granular (Clg)

A fácies Clg é caracterizada por uma rocha calcária com a presença de grãos detríticos do embasamento. Essa fácies ocorre associada com a fácies CII e com a fácies Ccc, e foi subdividida em três microfácies.

4.2.2.1 Clg-1

A microfácies Clg-1 é caracterizada por um calcário coeso, de coloração cinza claro a bege (Figura 4.13a). Apresenta textura granular, com grãos detríticos e litoclastos de granulometria média, variando de sub-angulosos a sub-arredondados com esfericidade baixa. Esses grãos ocorrem dispersos em meio à matriz e por vezes envoltos por cimento, ambos de composição carbonática.

A mineralogia observada em seção delgada é caracterizada por anfibólio, quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, microclínio, biotita e óxidos (Figura 4.13d). A maior ocorrência mineral observada para esta fácies é de feldspatos. Em geral, os grãos terrígenos possuem alguma borda arredondada e são bastante alterados.

A matriz nessa fácies é composta predominantemente por calcita microcristalina, ocorrendo com coloração marrom. Porções de coloração esbranquiçada também são identificadas e provavelmente correspondem a recristalizações da matriz para calcita micro-espática.

O cimento ocorre predominantemente com textura em mosaico e franja. Na porção inferior da lâmina é possível observar uma estrutura composta por grãos de plagioclásio alterados, o qual é revestido por micrita e que a partir destes crescem cristais em forma

de agulhas. Acima dos cristais com forma de agulhas, ocorre micrita com pequenos peloides (Figura 4.13f).

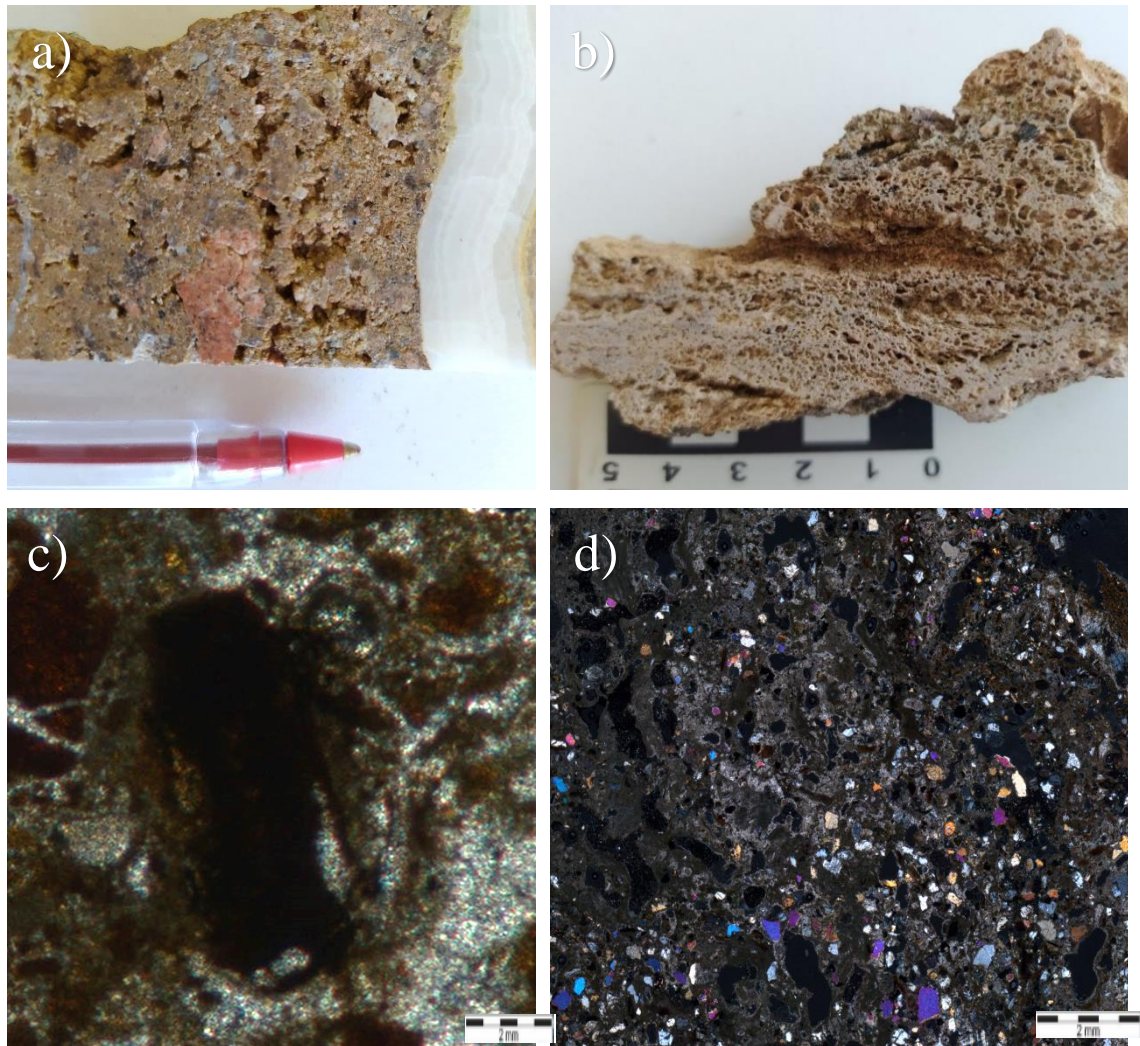


Figura 4.14: Aspectos texturais das microfácies Clg-2 e Clg-3; a) Amostra de mão da microfácies Clg-2, fazendo contato com a fácies Ccc; b) Amostra de mão da microfácies Clg-3, evidenciando a sua alta porosidade e intensa alteração; c) Impregnações ferruginosas no cimento carbonático, ocorrendo ao redor de óxidos na microfácies Clg-2 (Nicóis Paralelos); d) Mineralogia e aspecto textural da microfácies Clg-3 (Nicóis Cruzados);

Essa microfácies ocorre associada com a fácies CII e nela também é possível observar estruturas alongadas, porém nesta microfácies estas estruturas aparentam ser bioclastos preenchidos posteriormente pelo cimento carbonático (Figura 4.13e). Algumas dessas estruturas aparentam estar deformadas por ação da gravidade. O seu centro é composto por uma massa escura, de coloração marrom escuro, provavelmente associada com a sua origem orgânica (Figura 4.13e).

4.2.2.2 *Clg-2*

Essa microfácies ocorre associada com a fácies Ccc, possuindo como principal característica a coloração avermelhada. Consiste em uma rocha coesa, com grãos detríticos de granulometria média a grossa, sub-angulosos e com baixa esfericidade. O tamanho dos grãos varia de 1 a 5mm.

Microscopicamente é possível identificar a mesma mineralogia da microfácies Clg-1, compreendendo grãos subédricos de biotita, feldspato potássico, plagioclásio e anfibólio. A característica que diferencia esta microfácies das demais é uma maior concentração de ferro, sendo possível identificar uma maior quantidade de óxidos.

Foram identificados dois tipos principais de cimento nessa microfácies. O primeiro, cimento calcítico blocoso, ocorre no preenchimento de poros ou cavidades. O segundo, cimento ferruginoso, é o menos expressivo, ocorrendo principalmente na borda de contato com a fácies Ccc. Também ocorre matriz micrítica nesta microfácies, sendo possível observar porções com calcita micro-esparítica, originada a partir da recristalização da micrita. Nota-se ainda, uma aparente impregnação ferruginosa do cimento carbonático, principalmente quando no entorno de óxidos (Figura 4.14c). Os poros desta microfácies são identificados apenas em amostra de mão, sendo caracterizados como poros fenestrais, ocorrendo de forma dispersa na rocha.

4.2.2.3 *Clg-3*

Essa microfácies é caracterizada por uma rocha muito porosa e friável, com uma coloração marrom-esbranquiçada, apresentando alteração intensa. Possui grãos terrígenos de granulometria fina. Os grãos variam de sub-angulosos a sub-arredondados, com baixa esfericidade.

Microscopicamente, a Clg-3 apresenta grãos terrígenos de granulometria fina, com tamanhos que variam de 0,2 a 1 mm. Alguns dos minerais identificados foram óxidos, anfibólio, biotita, clorita, feldspato potássico, quartzo e epidoto (Figura 4.14d). Os grãos de biotita são alongados e ocorrem por vezes deformados, sendo possivelmente causados pela compactação mecânica. Os grãos geralmente possuem bordas angulosas, mas alguns parecem sofrer alterações e apresentam bordas com contorno mais arredondado.

A matriz é composta por micrita, com recristalizações para calcita micro-espática ocorrendo em pequenas quantidades na seção delgada. O cimento ferruginoso é mais raro e ocorre envelopando alguns poros. Os poros são em geral fenestrais com formas irregulares, sendo que alguns são conectados por pequenas gargantas. Poros intrapartículas também são observados, sendo causados por fraturas nos grãos siliciclásticos.



Figura 4.15: Amostras de mão caracterizadas como fácies crosta cristalina

4.2.3 Crosta Cristalina carbonática (Ccc)

A fácies definida como crosta cristalina carbonática, possui como característica agregados cristalinos compactos, demonstrando características de uma precipitação abiótica. Foram caracterizados como pertencentes a essa fácies três amostras (Figura 4.15). Devido às diferenças identificadas microscopicamente e macroscopicamente, essa fácies foi dividida nas diversas microfácies descritas abaixo.

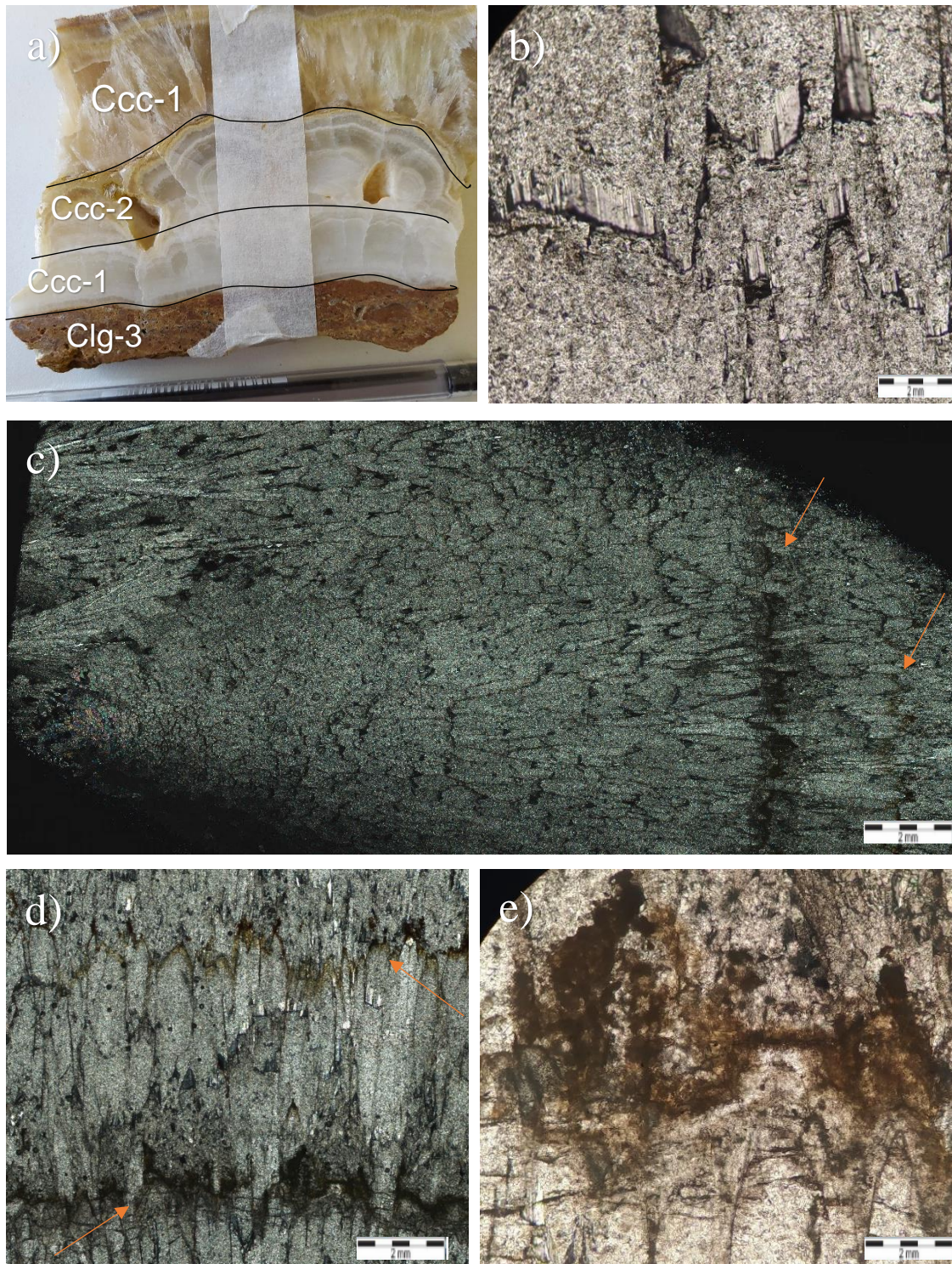


Figura 4.16: Características mineralógicas e texturais da microfácies Ccc-1. Setas laranjas marcam intervalos de precipitação. a) Amostra de mão onde é possível visualizar a relação entre as microfácies Ccc-1, Ccc-2, Clg-3. A microfácies Ccc-1 em contato com a Clg-3, foi distinguida através da análise microscópica; b) cristais calcíticos maclados e com clivagem bem definida (Nicóis Cruzados); c) Seção delgada mostrando as características microscópicas da microfácies Ccc-1 (Nicóis Cruzados); d) intervalo de precipitação da Ccc-1, onde os cristais aparentam precipitar a partir da zona oxidada (Nicóis paralelos); e) faixa ferruginosa com aparentes núcleos de ooides (Nicóis paralelos);

4.2.3.1 *Microfácies Ccc-1*

A microfácies Ccc-1, é caracterizada por cristais aciculares de carbonatos, possuindo a forma de agulhas com um padrão de crescimento direcional e por vezes radiais. Essa microfácies ocorre em diversas amostras, possuindo tamanhos e características diferentes devido a intervalos de precipitação e impregnações ferruginosas pontuais (Figura 4.16a; Figura 4.18a; Figura 4.19a).

Os maiores cristais dessa microfácies possuem um aspecto de agulhas de aragonita (Figura 4.16a), sendo possível observar, macroscopicamente, um crescimento semi-radial de cristais coesos, ocorrendo juntamente com laminações onduladas no seu topo (Figura 4.16a). Essa microfácies apresenta espessura média de 3 cm. Microscopicamente, é caracterizada por cristais alongados, em geral subédricos, possuindo também cristais em forma de agulhas na base da lâmina, que crescem de forma radial (Figura 4.16c). Também é possível identificar cristais que parecem ser de calcita com clivagem bem-marcada e com maclas bem definidas (Figura 4.16b).

Os intervalos de precipitação nesta amostra fazem um contato abrupto com as fácies seguintes, possuindo um aspecto de fraturamento. Esses intervalos na precipitação são preenchidos por cimento ferruginoso e por agregados de micrita. Próximo dessas zonas, é possível notar uma maior ocorrência de óxidos e de pelóides ferruginosos (Figura 4.16e). É possível observar que os cristais carbonáticos acima desta faixa aparentam precipitar a partir desta faixa oxidada (Figura 4.16d).

A Ccc-1 que ocorre na base da amostra de mão (Figura 4.16a), apesar de possuir um aspecto macroscópico diferente do topo da amostra, microscopicamente é possível observar que se trata da mesma microfácies. Nessa porção da amostra, os cristais são em geral subédricos à anédricos, aciculares e alongados, possuindo um crescimento direcional para o topo (Figura 4.17a). O crescimento dos cristais aciculares é interrompido na porção central da seção delgada por finas lâminas de micrita que ocorrem ao longo de fraturas. Também é possível observar um contato com a microfácies Clg-3, sendo caracterizado por um contato abrupto (Figura 4.17e).

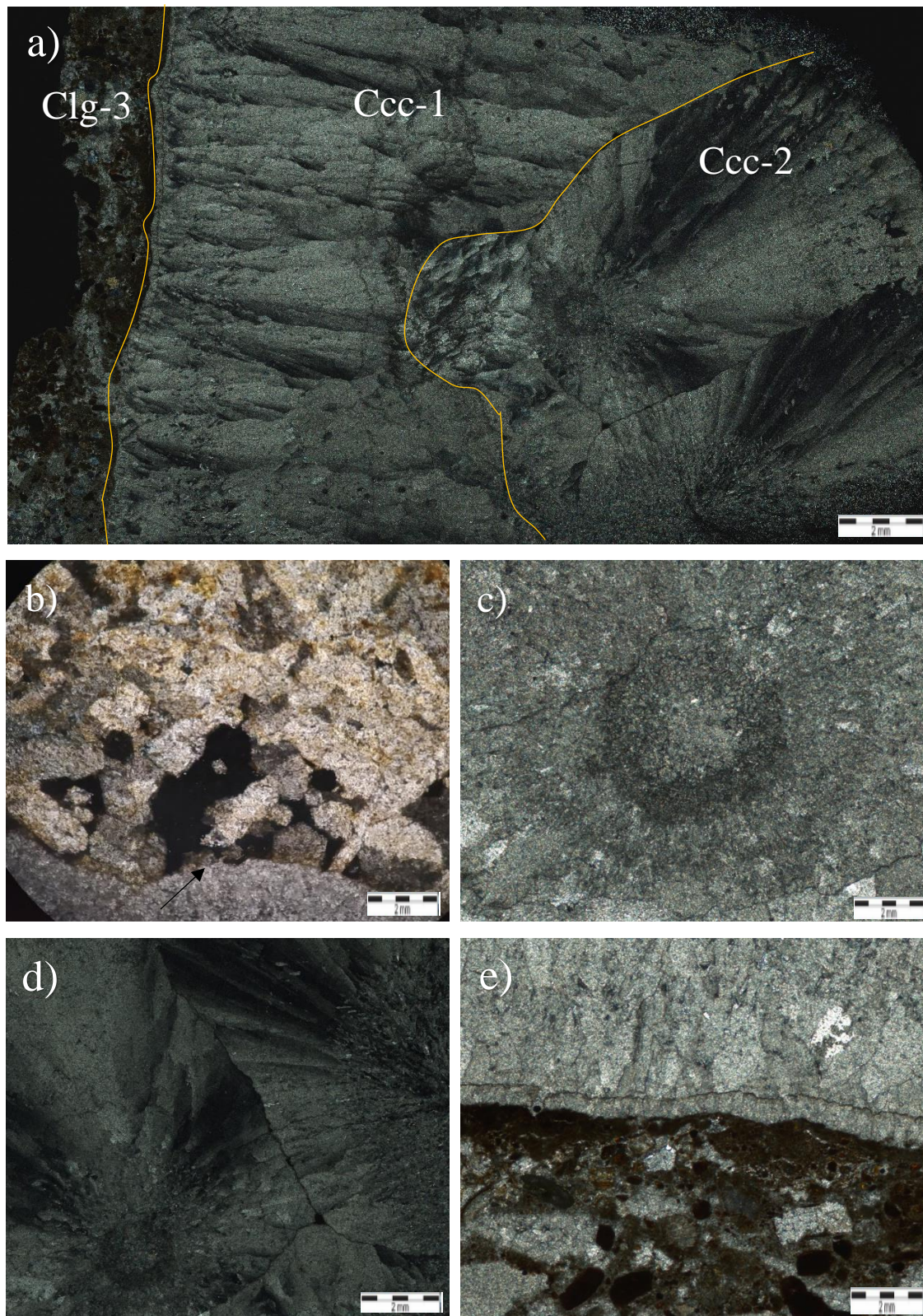


Figura 4.17: : a) Seção delgada com destaque para a relação entre as microfácies Ccc-1, Ccc-2 e Clg-3 (NX); b) Seta preta mostrando um intervalo de precipitação, com cristais irregulares e poros se formando a partir desta faixa (NP); c) (NP) e d) (NX): Detalhe dos centros micríticos que os cristais da fácies Ccc-2 parecem ter origem; e) Limite entre a fácies Clg-3 e a microfácies Ccc-1 (NP).

Em outra amostra de mão (Figura 4.18a), a microfácies Ccc-1 assume aspecto macroscópico heterogêneo, sendo caracterizada por múltiplas laminações com colorações que variam de branco à vermelho-amarronzado. Microscopicamente, é possível identificar ciclicidade dessa microfácies e a presença de intervalos de precipitação que delimitam o contato entre a microfácies Ccc-1 e outras microfácies. As diferentes colorações das laminações observadas em amostra de mão, são causadas por níveis mais ferruginos, que ficam evidentes em seção delgada (Figura 4.18c).

Em seção delgada, a microfácies Ccc-1 possui cristais coalescentes em forma de agulhas (Figura 4.18c). Os cristais maiores não crescem de forma perfeitamente linear, tendendo para um crescimento radial. Estes cristais, em geral, são maiores que 6 mm e subédricos, sendo possível observar cristais com maclas, porém estes são escassos e de granulometria fina (Figura 4.18b).

Cristais menores, prismáticos, que variam de euédricos a subédricos, ocorrem dentro dos cristais maiores, criando um aspecto poiquilotópico, porém, estes cristais menores parecem ser posteriores aos demais cristais (Figura 4.18d). Os intervalos na precipitação são marcados por níveis micríticos ou por precipitados de ferro, por vezes ocorrendo de forma abrupta e apresentando um aspecto de fratura (Figura 4.18e). Também é possível identificar intervalos em que cristais anédricos se formam na borda destes intervalos de precipitação, possuindo uma maior porosidade que as porções maciças da microfácies (Figura 4.17b).

A microfácies Ccc-1 apresenta também padrão de crescimento direcional na forma de pluma de cristais (Figura 4.19c), cujo crescimento se dá a partir de um eixo central, criando um aspecto de crescimento igual aos que ocorrem em veios sintaxiais (Figura 4.19b). Nesta amostra, o intervalo de precipitação é bem delimitado pelo que os autores Gandin e Capezzuoli (2014) denominam de massa folheada, sendo caracterizada por uma laminação esverdeada com uma possível origem biogênica da sua precipitação (Figura 4.19a). Em seção delgada, também é possível identificar a presença de cristais maclados e aciculares que em geral são subédricos.

Os poros da microfácies Ccc-1 são escassos devido ao caráter coalescente dos cristais, porém é possível identificar a predominância de poros intercrystalinos. Ocorrem também poros fenestrais pontuais e com diâmetro milimétrico, principalmente nas bordas dos intervalos de precipitação (Figura 4.17b).

4.2.3.2 *Microfácies Ccc-2*

Macroscopicamente, é possível identificar uma intercalação entre lâminas mais esbranquiçadas e lâminas mais escuras, possuindo uma forma botoidal de crescimento da precipitação (Figura 4.16a e Figura 4.19a). Em uma das amostras, essa microfácies ocorre associada com uma zona de alteração que parece envolver um precipitado carbonático, muito poroso, com grãos detríticos dispersos (Figura 4.19d). Essa porção superior da amostra pode ser caracterizada como uma zona de contato com a fácies Clg.

O limite entre as microfácies Ccc-1 e Ccc-2 é observado em uma das seções delgadas (Figura 4.17a), onde o crescimento dos cristais calcíticos da microfácies Ccc-1 é interrompido na porção central da lâmina por finas lâminas de micrita que aparentam ocorrer ao longo de fraturas. Nessa zona, cristais de calcita espática anédricos, com um crescimento radial, aparentam se formar preenchendo uma cavidade gerada por estas fraturas.

Esses cristais do topo da lâmina, ocorrem entre fraturas, e crescem a partir de núcleos micríticos. Os cristais carbonáticos são alongados e com crescimento direcional irradiando para fora destes núcleos micríticos (Figura 4.17c,d). Nesta faixa, a micrita ocorre preenchendo cavidades entre os cristais calcíticos e pequenos cristais de óxidos são observados. Em outra seção delgada, os cristais carbonáticos possuem forma de agulhas mais espessas e irregulares, com um crescimento radial, onde é possível identificar a forma botoidal dos agregados de cristais (Figura 4.19 e Figura 4.20c).

4.2.3.3 *Microfácies Ccc-3*

Essa microfácies foi diferenciada através da análise das seções delgadas, sendo caracterizada por cristais esferoidais, cujo tamanho varia de 3,2 a 7,2 mm. (Figura 4.20a). Estes cristais possuem uma estruturação interna radiada e são compostos de cristais esferulíticos. Esses cristais são cimentados por um cimento ferruginoso que ocorre nos contatos entre os esferulitos e preenche poros intrapartículas destes cristais.

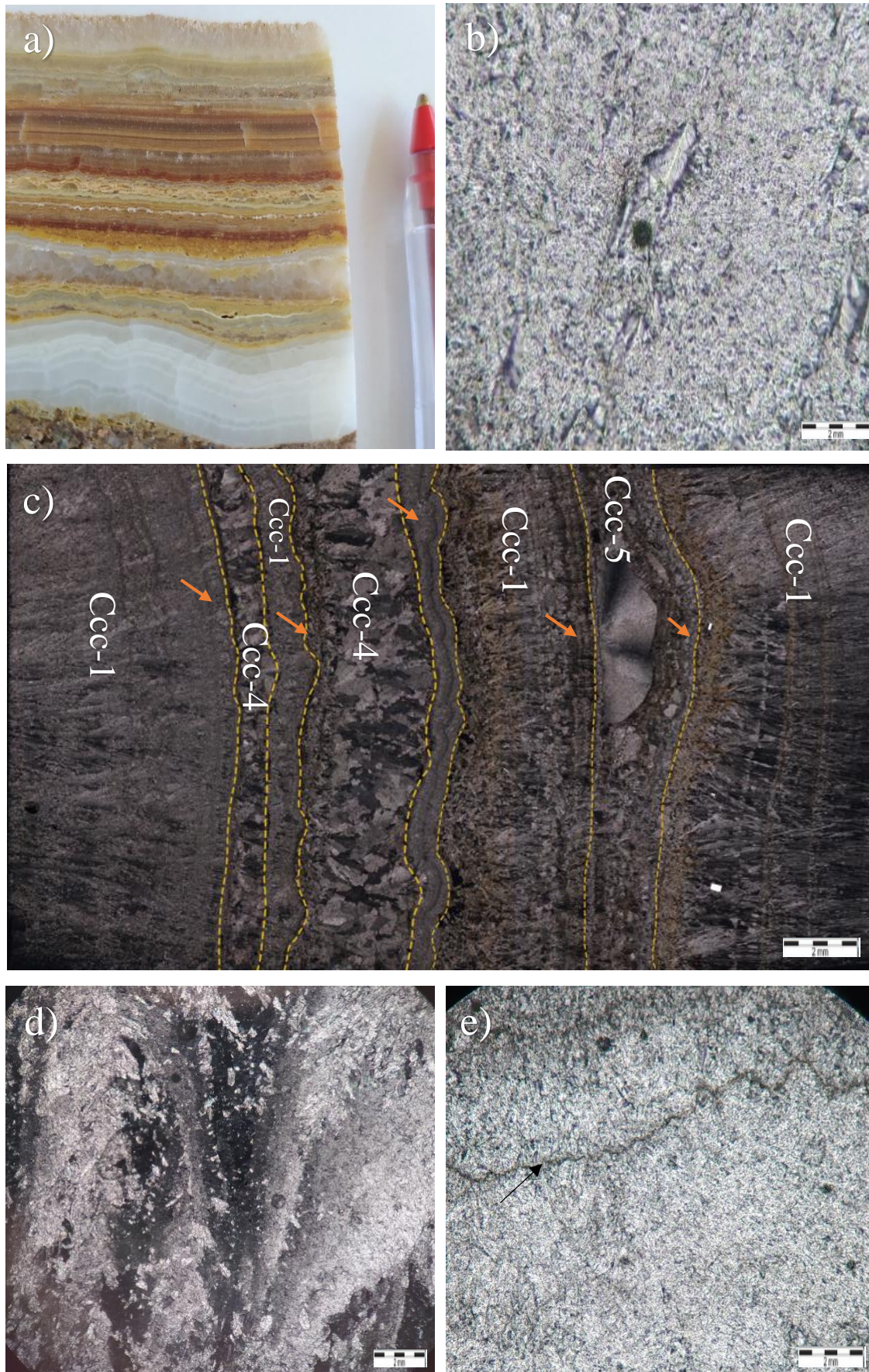


Figura 4.18: a) Amostra de mão da fácies Ccc; b) Cristais com macla encontrados na microfácies Ccc-1 (NP); c) Seção delgada mostrando a ciclicidade das microfácies e as suas relações, com seta laranja destacando os principais

intervalos de precipitação (NX); d) Cristais menores se formando dentro de cristais maiores, criando um aspecto poiquilótico (NX); e) Seta preta destacando um dos intervalos de precipitação que ocorrem na microfácies Ccc-1 (NP).

Em uma parte da seção delgada, é possível identificar um grão deformado com aparente clivagem e um leve pleocroísmo, podendo ser um filossilicato muito alterado, aparentemente oxidado, ou pode se tratar de uma esteira microbiana (Figura 4.20b). Além do grão mencionado acima, resquícios alterados do que parece ter sido uma biotita, por vezes ocorrem entre os cristais em pluma, possuindo um leve pleocroísmo. Os óxidos parecem migrar desse cristal, para dentro dos cristais em pluma (Figura 4.20d).

O intervalo da precipitação que delimita a microfácies Ccc-3 e a Ccc-2 também é caracterizado pela “massa folheada” descrita por Gandin e Capezzuoli (2014), podendo evidenciar uma influência biogênica sobre este precipitado. Esta zona possui um contato abrupto com ambas as microfácies (Figura 4.20c), sendo possível identificar extraclastos dentro desta faixa, bem como o desenvolvimento de um cimento calcítico blocoso em seu meio. O litoclasto é composto por quartzo, epidoto e feldspatos, possuindo um tamanho de aproximadamente 2 mm (Figura 4.20e).

Os esferulitos da microfácies Ccc-3 ocorrem de forma coesa, possuindo baixa porosidade. Os poros observáveis em seção delgada ocorrem de forma intercrystalina e intracrystalina, principalmente na forma de fraturamentos.

4.2.3.4 Microfácies Ccc-4

Essa microfácies é uma das poucas possível de ser diferenciada em amostra de mão (Figura 4.18a), sendo caracterizada por uma faixa de cristais coalescentes de calcita espática, com coloração esbranquiçada, possuindo aproximadamente 7 mm de espessura na amostra de mão.

Microscopicamente, é possível identificar que esta microfácies também é marcada por uma ciclicidade, ocorrendo inicialmente em uma faixa com pequena espessura, delimitada por intervalos de precipitação. A microfácies Ccc-4 volta a ocorrer acima de uma faixa da microfácies Ccc-1, mas desta vez com uma maior espessura, possuindo cristais de calcita espática maiores e mais desenvolvidos (Figura 4.18c). Os cristais são anédricos a subédricos, por vezes possuindo um crescimento radial (Figura 4.21a).

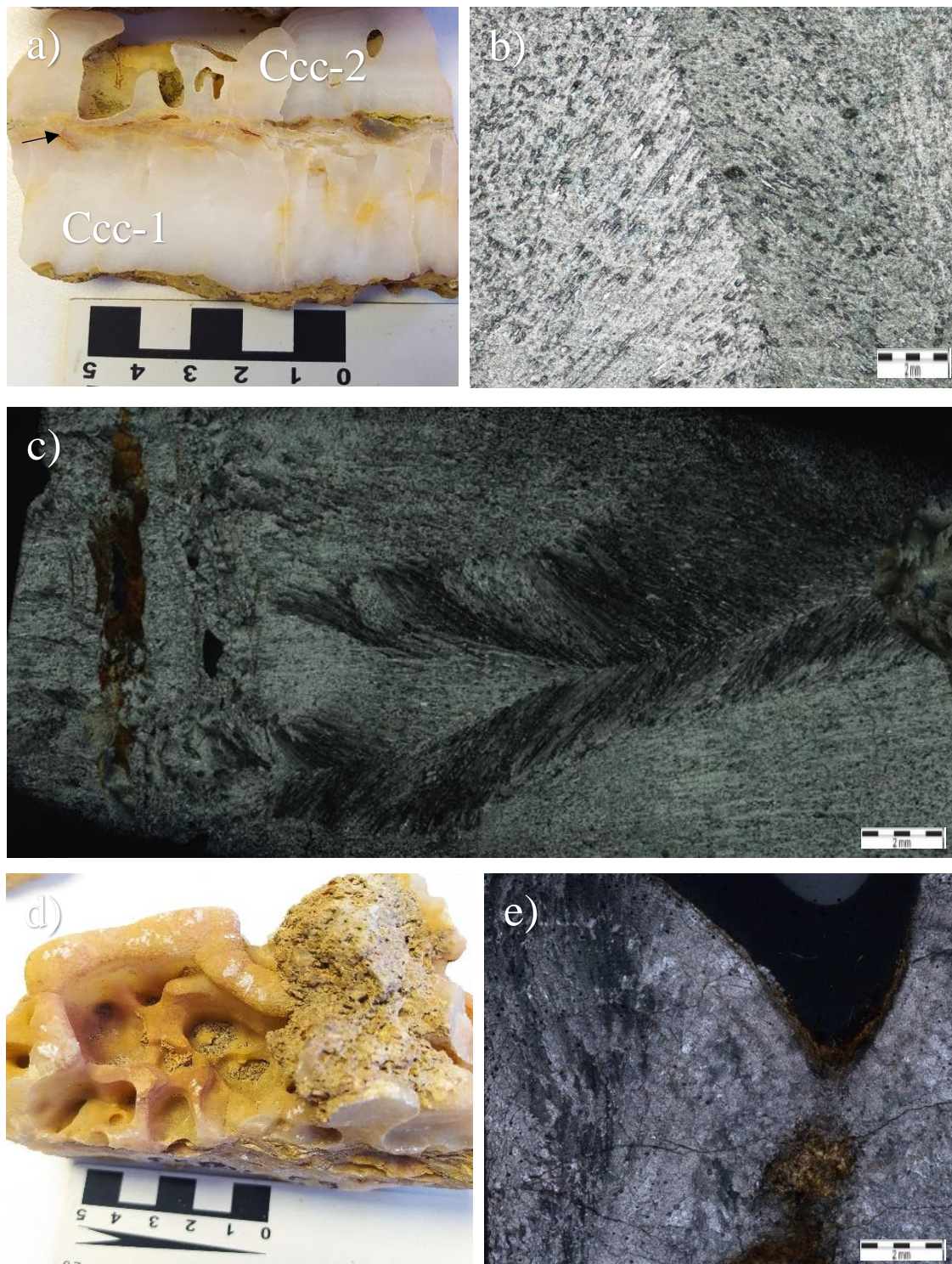


Figura 4.19: a) Amostra de mão mostrando a relação das microfácies Ccc-1 e Ccc-2, com a seta preta destacando o intervalo de precipitação que delimita as duas microfácies; b) Eixo de crescimento dos cristais em pena da microfácies Ccc-1; c) Seção delgada da microfácies Ccc-1, em que os cristais ocorrem com crescimento em pena; d) Porção superior da amostra em a, mostrando um contato com uma fácies que aparenta ser a fácies Clg; e) Crescimento dômico da microfácies Ccc-2.

Os intervalos de precipitação que delimitam esta microfácies são marcados por laminações ferruginosas, na porção inferior da seção delgada (Figura 4.21c), e por uma

lâmina de aspecto botroidal, na porção superior da seção delgada, composta por micrita e calcita micro-espartica (Figura 4.21b). Na porção inferior, onde o intervalo na precipitação é marcado por precipitados ferruginosos, os cristais de calcita espática são cimentados por um cimento ferruginoso que forma impregnações entre os cristais de carbonatos. Também é possível notar a presença de óxidos e de pelotilhas ferruginosas ocorrendo nesta faixa (Figura 4.21d). A lâmina micrítica, que ocorre na porção superior, possui forma irregular, sendo possível observar uma recristalização da micrita para uma calcita micro-espática em algumas porções.

Os poros nesta microfácies ocorrem principalmente nos arredores dos intervalos de precipitação, sendo marcados por poros do tipo fenestral nestas posições, poros intercristalinos e poros intracristalinos na forma de fraturas dentro dos cristais carbonáticos.

4.2.3.5 *Microfácies Ccc-5*

Macroscopicamente, esta microfácies possui laminações onduladas, que circundam alguns cristais em seu centro. Essas laminações possuem uma intercalação entre lâminas de coloração acinzentada e amarelada, possuindo uma espessura de 2 mm de microfácies na amostra de mão.

Essa microfácies é caracterizada por cristais subédricos a anédricos, que se desenvolvem entre laminações carbonáticas e ferruginosas (Figura 4.18c). Os cristais que ocorrem nesta microfácies são de calcita espática, ocorrendo também cristais esferulíticos. No centro da microfácies, é possível identificar um cristal com aproximadamente 7 mm de comprimento, com crescimento radial e aspecto esferulítico (Figura 4.22b).

Esse cristal é circundado pelas laminações da microfácies, evidenciando a precipitação posterior dos demais cristais espáticos (Figura 4.22a,d). Também é possível identificar outros cristais de crescimento radial que possuem tamanhos menores (Figura 4.22e).

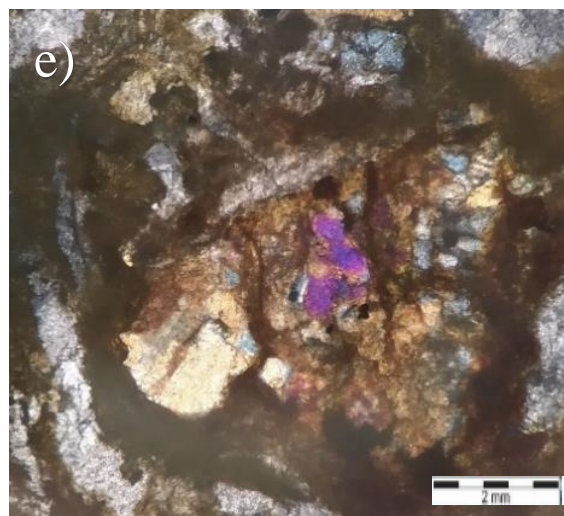
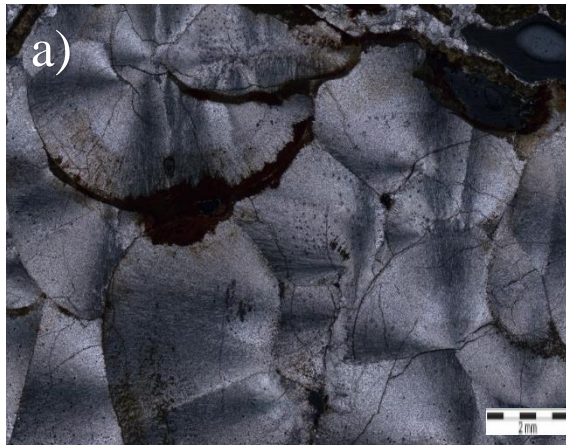


Figura 4.20: a) Cristais esferulíticos da microfácies Ccc-3 (NX); b) Estrutura deformada na microfácies Ccc-3, com impregnações ferruginosas (NP); c) Seção delgada demonstrando a relação entre as microfácies Ccc-2 e Ccc-3, com seta laranja indicando o intervalo de precipitação entre as duas fácies, denominada de “massa folheada”; d) Cristal de Biotita alterado, com pleocroísmo característico ainda preservado; e) Litoclasto envelopado pela “massa folheada”.

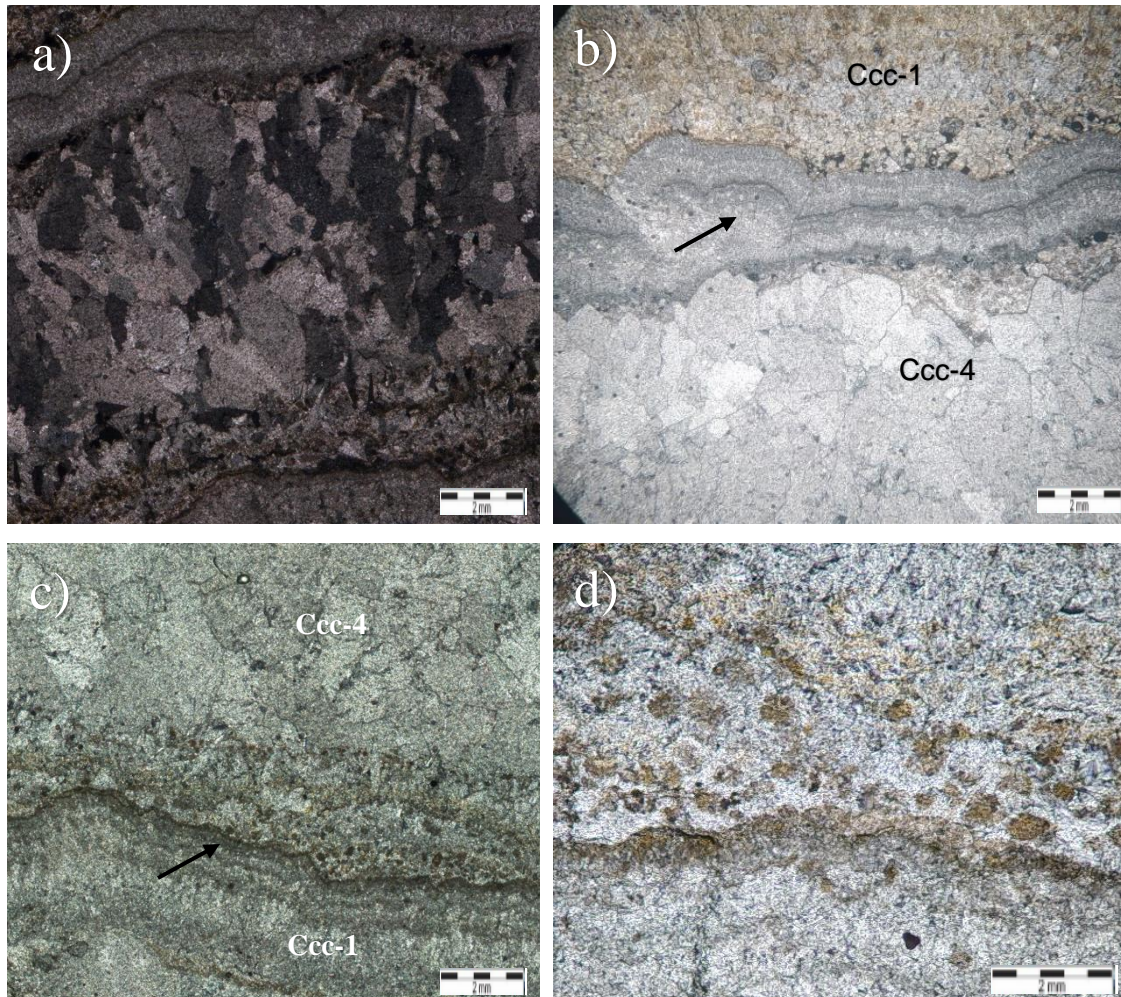


Figura 4.21: a) Cristais de calcita espática da microfácies Ccc-4 (NX); b) Intervalo de precipitação que limita a microfácies na sua porção superior, sendo marcada por uma laminação botroidal micrítica (NP) ; c) Intervalo de precipitação que limita a porção inferior da microfácies, sendo marcado por finas lâminas ferruginosas (NP); d) Maior detalhe de c, com destaque para a presença de pelotilhas ferruginosas.

Os intervalos de cristalização desta microfácies ocorrem principalmente como precipitações ferruginosas, sendo possível observar contatos abruptos com as demais microfácies (Figura 4.22f). É possível observar dois tipos de cimento, sendo um deles um precipitado ferruginoso que ocorre entre os cristais e nas laminações, e um cimento carbonático na forma de franjas que circundam os cristais maiores (Figura 4.22c). Os poros ocorrem apenas como microporos, principalmente entre os intervalos de precipitação, onde ocorrem os precipitados ferruginosos.

4.2.4 Calcário com Laminação Ondulada (Clo)

Essa fácies é caracterizada por rochas com laminações onduladas de escala milimétrica. As rochas pertencentes a esta fácies, possuem uma coloração bege à cinza, com uma porosidade expressiva devido a um arcabouço que varia de aberto a pontualmente fechado (Figura 4.23). São amostras que possuem nódulos carbonáticos em algumas porções, mas são marcadas pela pouca quantidade ou ausência de grãos terrígenos, sendo por vezes possível identificar bioclastos de origem vegetal ou remanescentes de conchas (Figura 4.24a).

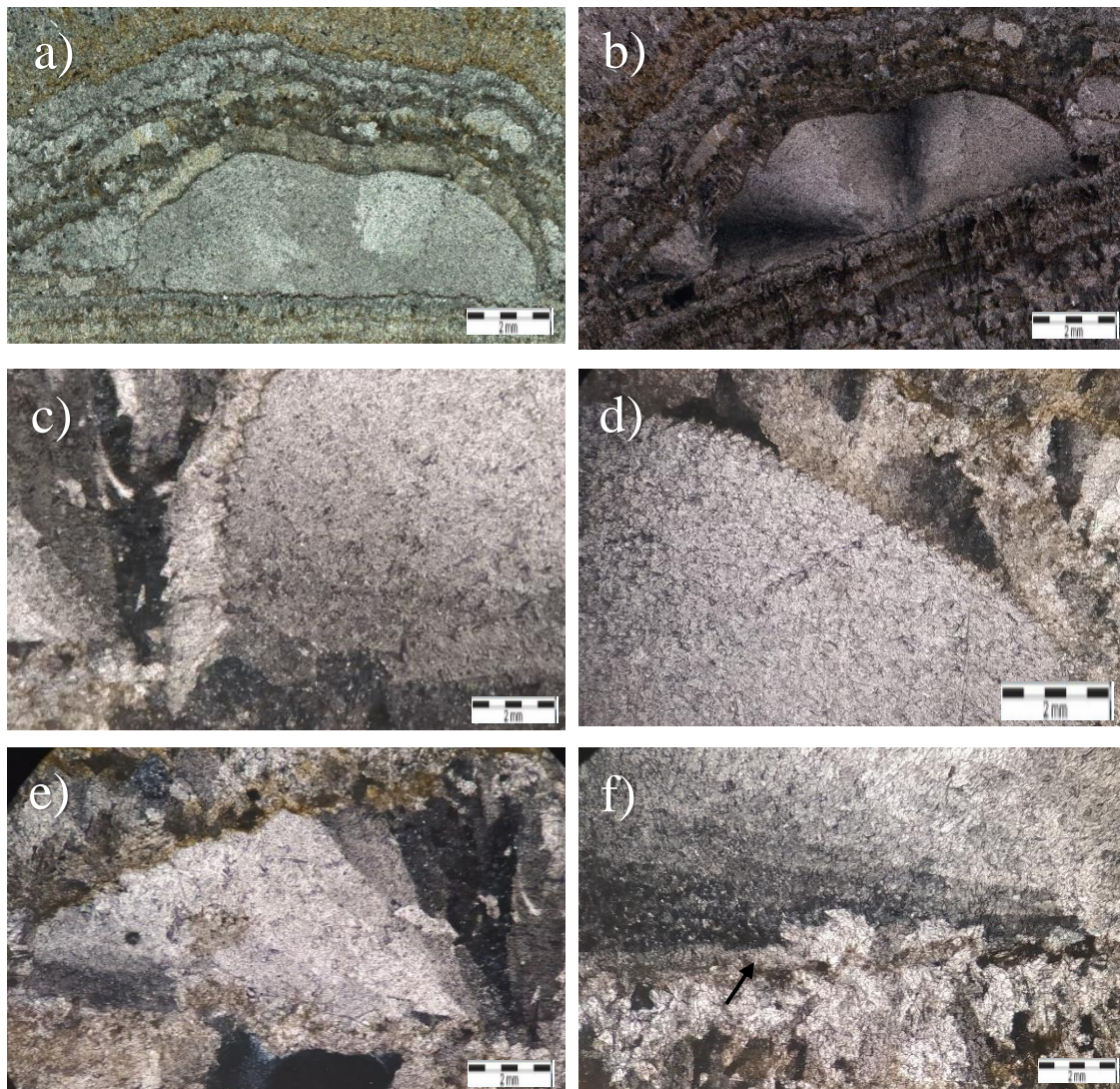


Figura 4.22: Aspecto microscópico da microfácies Ccc-5; a) Crescimento laminar em volta do cristal central (NP); b) Aspecto esferoidal dos cristais (NX); c) Cimento em franja envolvendo grão esferulítico; d) Bordas angulosas, indicando um possível processo de reabsorção (NX); e) Cristal com crescimento radial (NX); f) Seta preta mostrando o intervalo de precipitação, com contato abrupto (NX).

Microscopicamente, estas laminações são constituídas por cristais de calcita espática e estruturas alongadas que Gandin e Capezzuoli (2014) denominam de rafts. Segundo os autores, estas estruturas se formam a partir da precipitação de finas lâminas de calcita na superfície d'água, e posteriormente são depositadas no fundo da água. Laminações micríticas e pelotilhas ferruginosas, também são identificadas nestas amostras. As seções delgadas das amostras classificadas como fácies Clo, estão destacadas na Figura 4.25.

As estruturas em rafts ocorrem associadas com uma matriz micrítica e possuem cimentos de calcita em mosaico. Aglomerados de pelotilhas ocorrem dispersos na seção delgada (Figura 4.24b), mas também ocorrem ao redor das estruturas de rafts, sendo possível observá-los também como preenchimento de cavidades. Estas pelotilhas aparentam ser de micrita, mas pelotilhas com aspecto ferruginoso também são observadas.

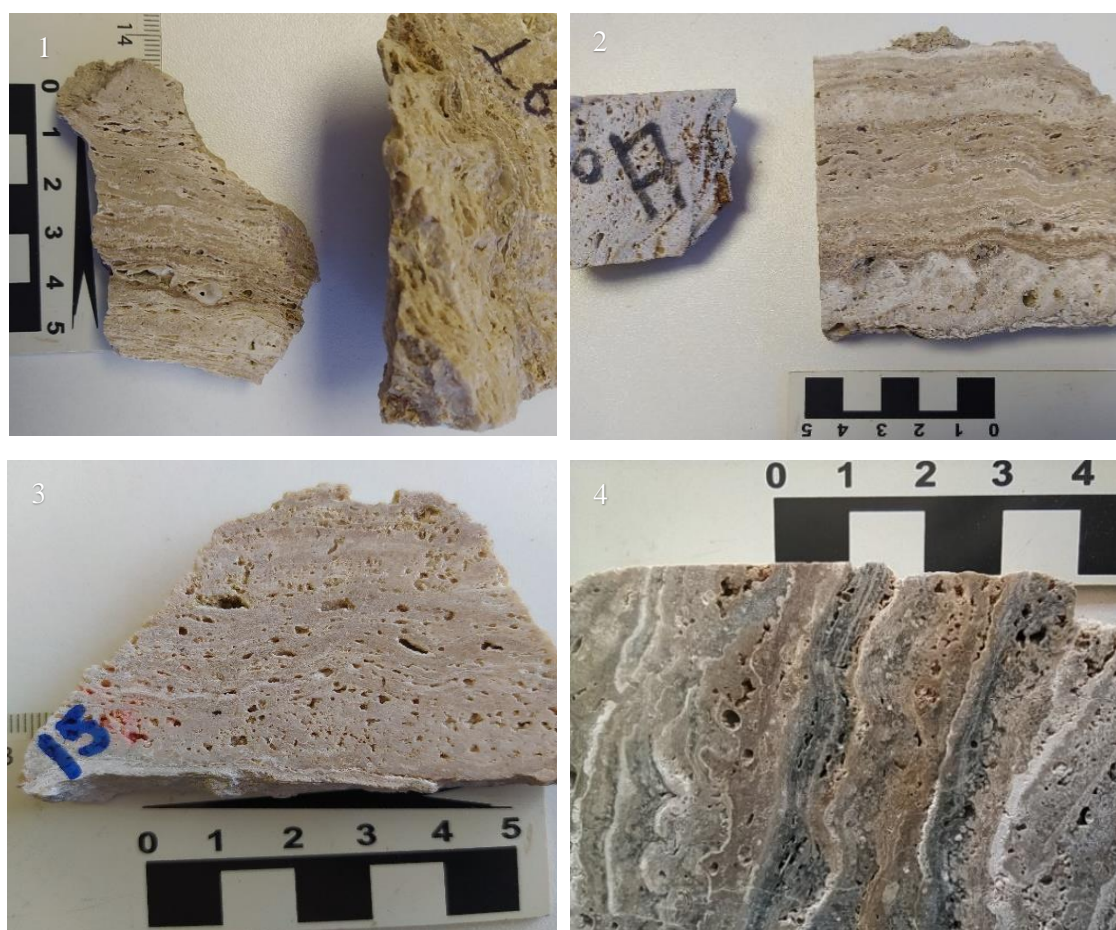


Figura 4.23: 1, 2, 3 e 4: Amostras de mão classificadas como pertencentes a fácies Clo.

Essa fácies é marcada por uma quantidade significativa de óxidos, chegando a corresponder a 8% da seção delgada. Estes óxidos possuem formas anédricas, que em

alguns casos cristalizam nas bordas de poros. Em algumas estruturas de rafts é possível identificar uma aparente recristalização da micrita para calcita micro-espática (Figura 4.24c). Em algumas porções das seções delgadas, também é possível identificar estruturas arredondadas que se assemelham a núcleos de ooides, possuindo centros micríticos (Figura 4.24d).

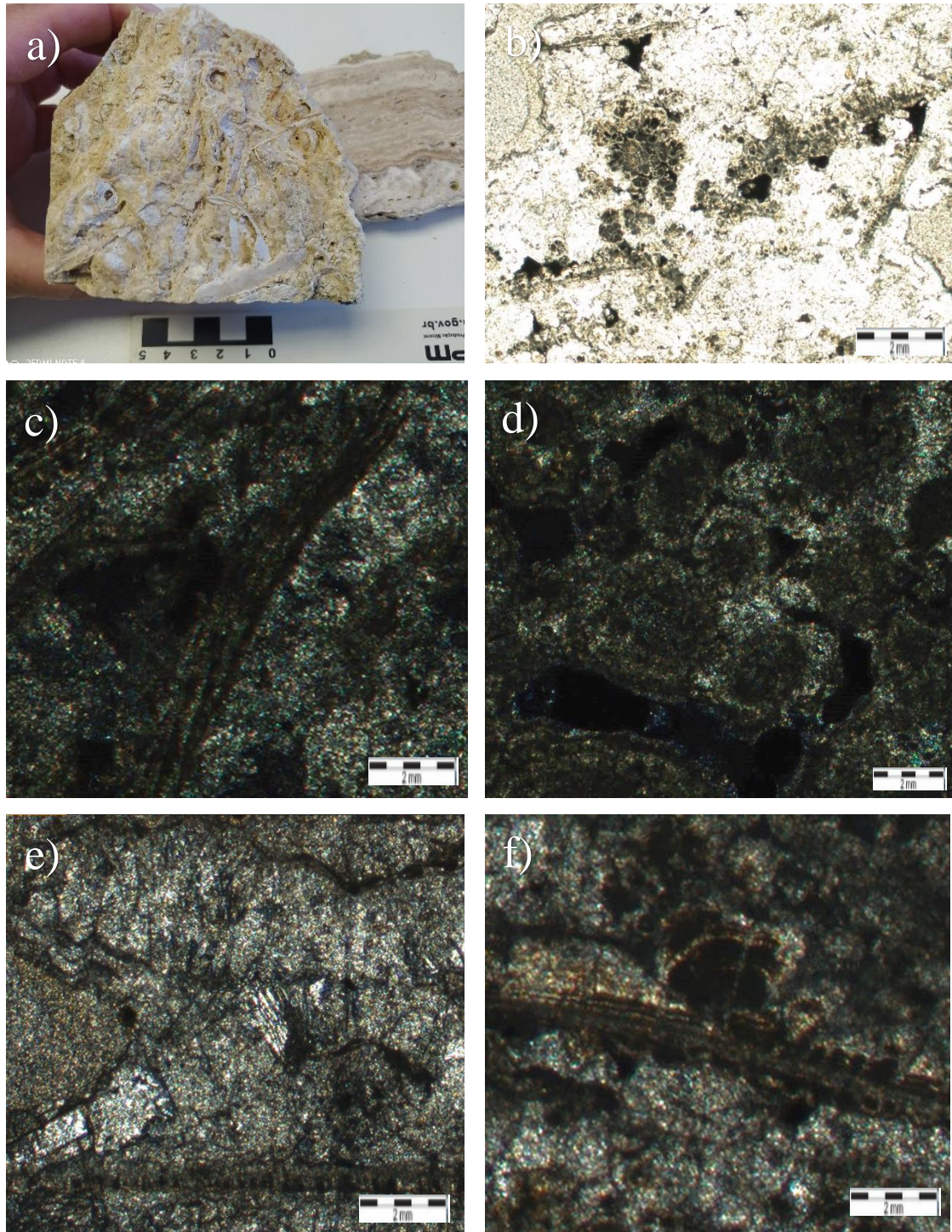


Figura 4.24: Aspectos macroscópicos e microscópicos da fácies Clo; a) Amostra de mão com restos orgânicos calcificados; b) Aglomerados de pelotilhas (NX); c) Recristalizações da micrita para calcita micro-espática; d)

Núcleos micríticos de ooides; e) cristais euédricos; f) Cristal de óxido com crescimento botrioidal crescendo ao redor de rafts.

Além dos cristais de calcita espática anédricos, também ocorrem raros cristais euédricos (Figura 4.24e). Outras ocorrências raras, mas que são identificáveis em seção delgadas, são cimentos de calcita fibrosa e cimentos com forma de cristais esferoidais (Figura 4.26a). Também é possível identificar carbonatos de granulometria fina com padrão de crescimento estromatolítico (Figura 4.26b).

Alguns rafts são acompanhados por crescimentos botrioidais de cristais que vão desde carbonatos à óxidos (Figura 4.24f). No caso dos carbonatos que crescem em volta dos rafts, os cristais ocorrem com forma arredondada, semelhante à pelóides. Esses pelóides parecem na verdade serem constituídos de micrita e calcita micro-espática, derivada da recristalização da micrita (Figura 4.26c).

A seção delgada também possui calcita micro-espática peloidal (Figura 4.26f). Por vezes é possível observar as pelotilhas ferruginosas associadas com cristais de crescimento radial, de forma que estas pelotilhas parecem ser anteriores a nucleação dos cristais. O aspecto de laminações irregulares nesta fácies e a presença de fósseis, demonstram a forte influência biogênica sobre a precipitação desta fácies.

Em algumas seções delgadas é possível identificar laminações micríticas (Figura 4.25b), que possuem alguns grãos terrígenos de granulometria fina (Figura 4.26d), podendo indicar que estas laminações se formaram em intervalos de precipitação, já que grãos terrígenos não são comuns nesta fácies.

Essa fácies é bastante porosa, possuindo um maior volume de poros nas proximidades dos rafts. Estima-se que os poros correspondam a até 25% das seções delgadas analisadas, possuindo poros com até 8 mm de comprimento. Os poros observados são em geral do tipo fenestral, que ocorrem entre as estruturas de rafts, e poros inter-partícula, sendo que alguns destes poros são conectados por pequenas gargantas.

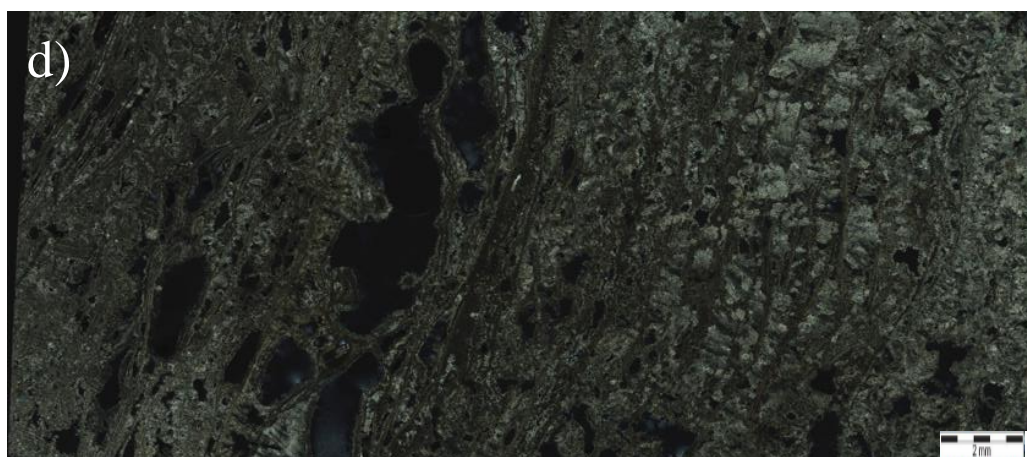
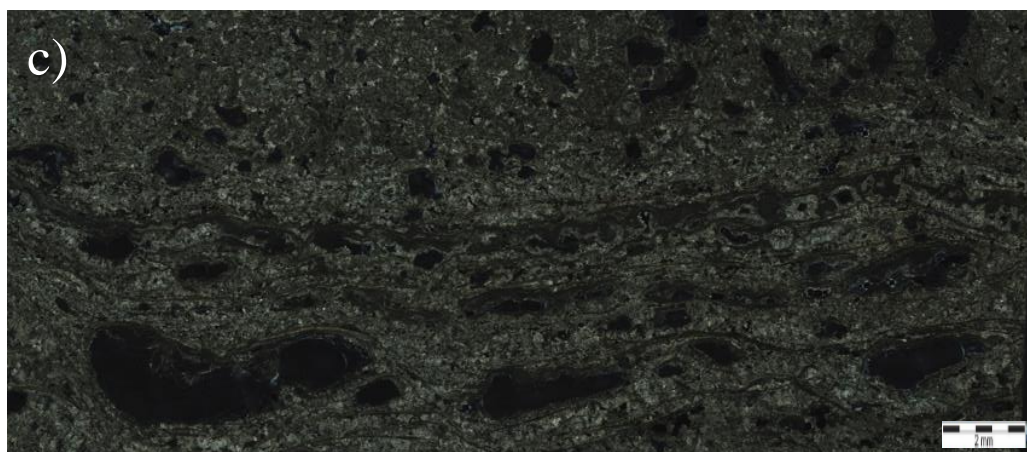
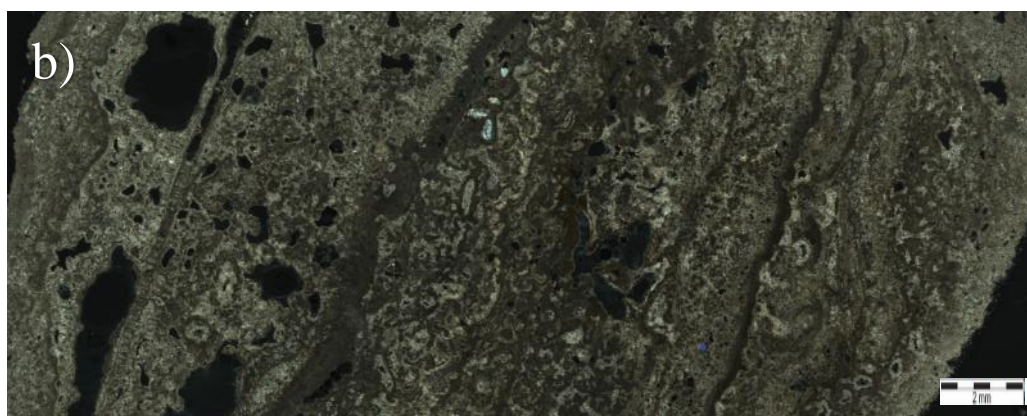
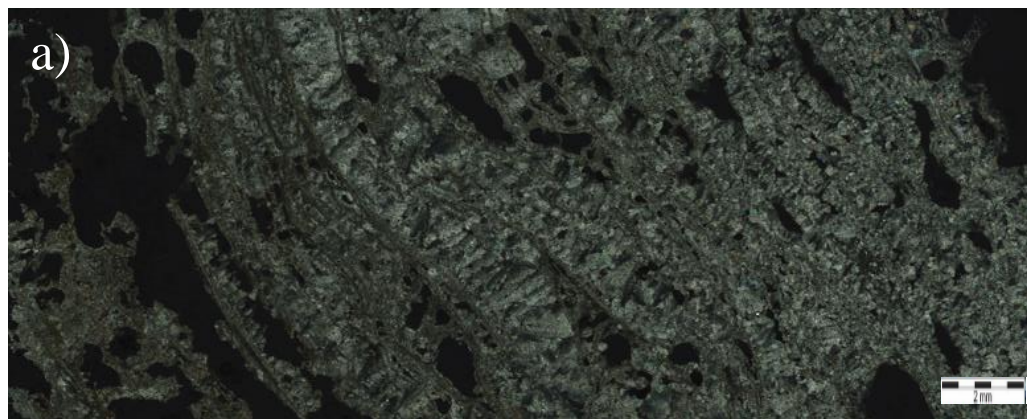


Figura 4.25: Seções delgadas das amostras destacadas na Fig. 11. a) Seção delgada da amostra 1 (NX); b) Seção delgada da amostra 4 (NX); c) Seção delgada da amostra 3 (NX); d) Seção delgada da amostra 2 (NX).

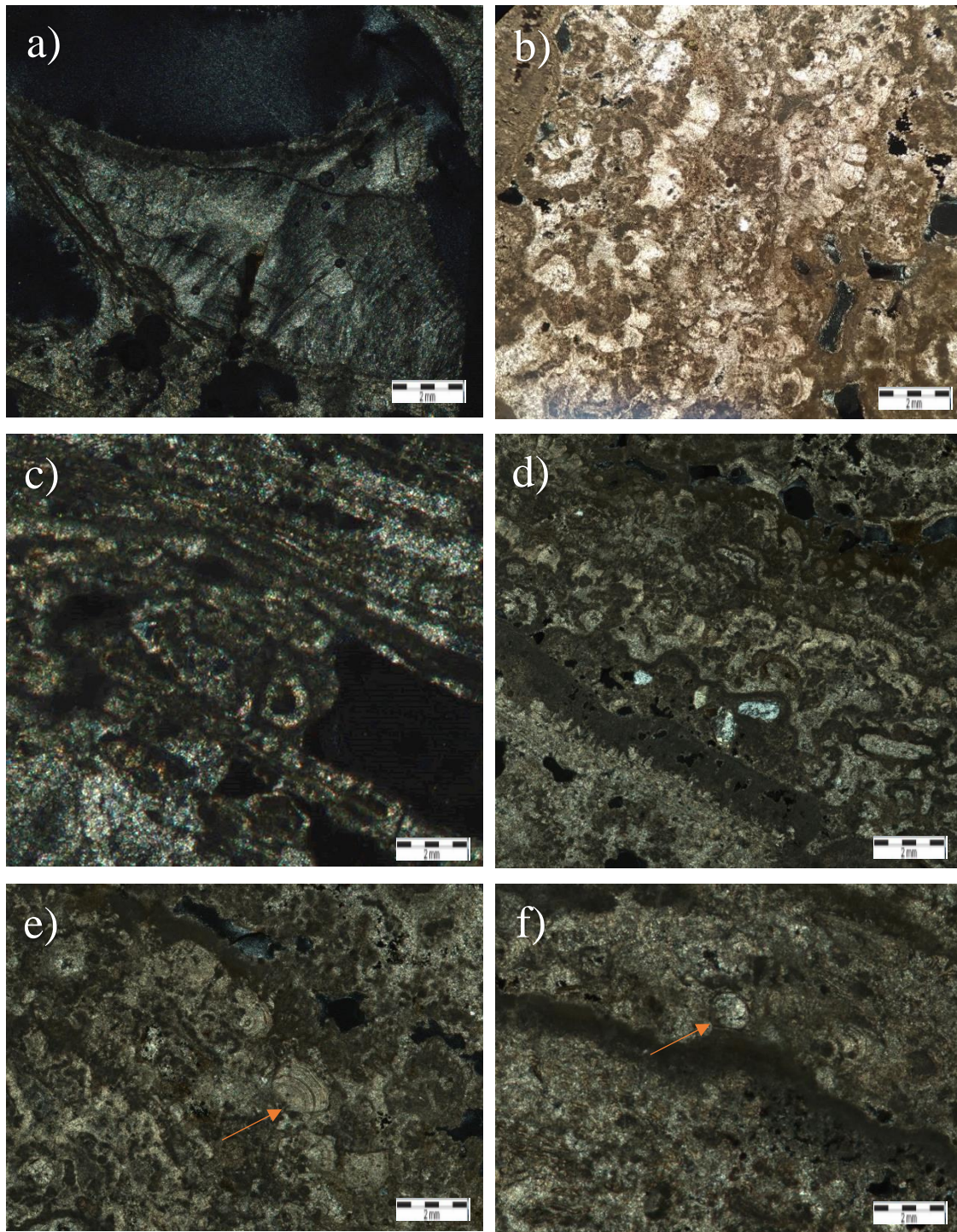


Figura 4.26: Aspectos microscópicos da fácies Clo; a) Cristais esféricos se formando entre cavidades de rafts (NX); b) Cristal com padrão de crescimento estromatolítico (NP); c) Pelotilhas micríticas com recristalização para calcita micro-espática (NX); d) Grãos terrígenos entre laminações micríticas (NX); e) Estruturas arredondadas que se assemelham a fósseis de conchas (NX); f) Calcita micro-cristalina peloidal (NX).

4.2.5 Calcário Oopisolítico (Co)

Essa fácies é caracterizada por uma rocha de coloração bege, com alta porosidade, presença de ooides e conteúdo biogênico (Figura 4.27a). Macroscopicamente, a amostra possui no seu topo um material muito poroso, onde ocorrem estruturas biogênicas derivadas de vegetação. Próximo a essa zona do topo ocorre uma laminação de coloração amarelada e aspecto mais esponjoso, possuindo estruturas aparentemente dendriformes ou de shrubs, cuja porosidade pode ser identificada entre os shrubs e seus ramos. Os ooides variam de 0,1 a 1 cm, possuindo forma esférica a sub-esférica.

Essa fácies é constituída por ooides, que comumente possuem núcleos formados por grãos terrígenos. Além da presença de grãos terrígenos, óxidos e rafts de calcita imersos em uma matriz micrítica, é possível identificar também oncóides em menor quantidade. Os ooides encontrados observados possuem núcleos simples ou compostos (Figura 4.27b). Ooides Ferruginosos são significativos nesta fácies, possuindo núcleos de grãos terrígenos, micríticos e fragmentos com laminações de precipitados ferruginosos.

Os grãos terrígenos possuem granulometria média, sendo em sua maioria menores que 2 mm. Possuem superfícies angulosas que dão um aspecto de grãos brechados, porém é possível observar alterações nas bordas dos grãos que se assemelham a oxidações e possíveis reabsorções dos grãos.

Alguns dos minerais identificados na lâmina são: feldspato potássico, anfibólio, clorita, biotita e plagioclásio. Os grãos que ocorrem nos núcleos dos ooides são variados, ocorrendo plagioclásio, feldspatos, óxidos e entre outros, além de ooides que não possuem um grão central tão bem definido, aparentando possuir um núcleo micrítico. Estruturas com formas irregulares e aspecto de precipitação biogênica são identificadas em seção delgada envolvendo cristais de calcita espática (Figura 4.27d). Também é possível observar raros grãos com crescimento radial de tamanhos inferiores à 0,4 mm, bem como carbonatos com aspecto biogênico de crescimento, assumindo um padrão estromatolítico (Figura 4.27e).

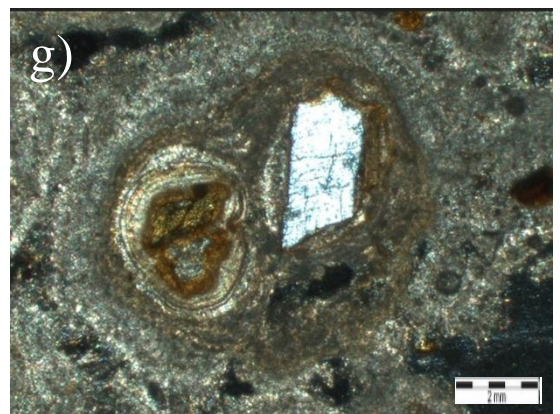
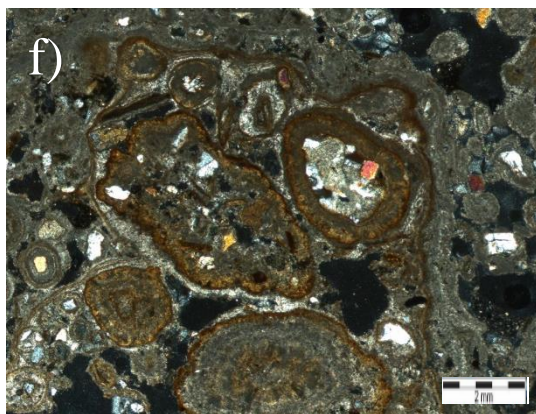
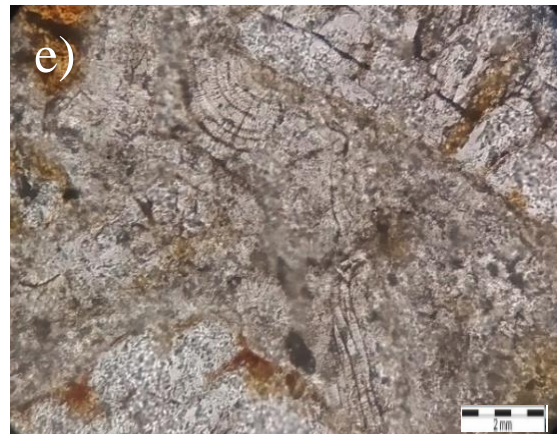
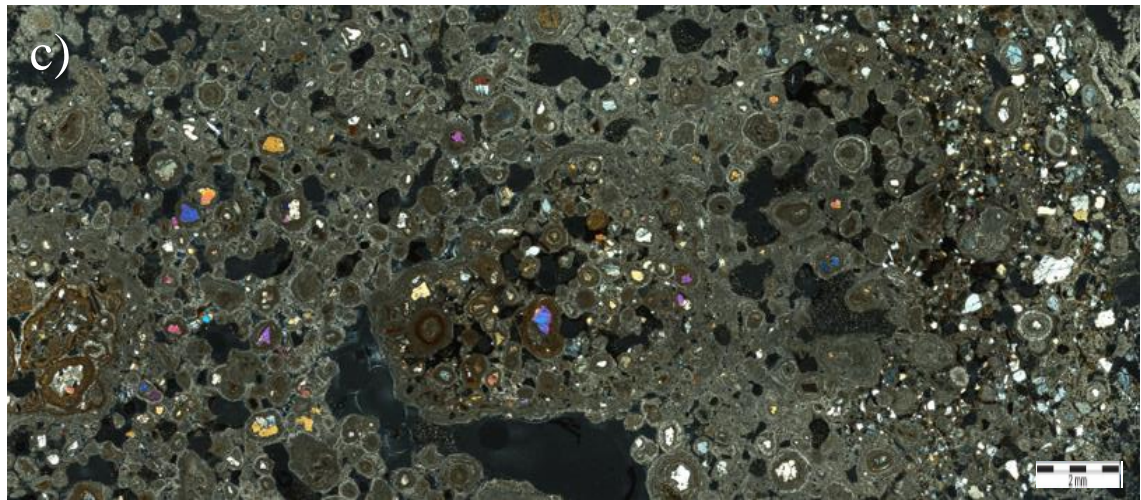
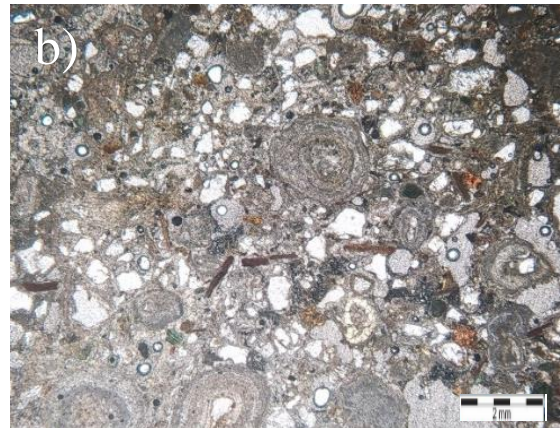
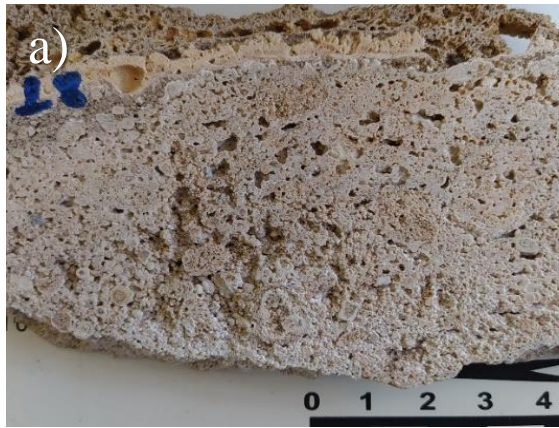


Figura 4.27: Aspectos macroscópicos e microscópicos da fácies Co; a) Amostra de mão da fácies Co; b) Detalhamento dos Ooides e a forma de ocorrência dos seus núcleos (NP); c) Seção delgada da amostra em a (NX); d) Estrutura irregular, de composição micrítica, com aspecto de precipitação biogênica; e) Cristal com padrão de crescimento estromatolítico; f) Laminação ferruginosa envelopando oncólitos e ooides ferruginosos; g) Ooide de núcleo composto, possuindo laminações recristalizadas a partir da micrita para formar calcita micro-espática.

Alguns ooides e oncóides são envelopados por laminações ferruginosas com formas irregulares, podendo indicar uma influência biológica sobre a sua precipitação (Figura 4.27f). Em algumas laminações dos ooides ocorre uma alternância entre laminações mais escuras e laminações mais claras, mostrando uma recristalização da micrita e o desenvolvimento de uma calcita micro-espática delgada (Figura 4.27-g). Já as oxidações, podem ser originárias das rochas do embasamento, do qual os minerais terrígenos são derivados.

Os poros da fácies Co são principalmente do tipo intra-partículas, ocorrendo principalmente entre as laminações dos ooides e oncóides, também ocorrendo poros inter-partícula e poros fenestrais.

4.2.6 Tufa Calcária (Tc)

Essa fácies é caracterizada por uma rocha que contém matéria vegetal (galhos, folhas e etc) calcificados em sua fábrica (Figura 4.28a). É uma rocha muito porosa e friável, com incrustados que se assemelham a folhas e caules, e alguns grãos terrígenos, com tamanho areia fina a média, sendo possível observar precipitados de calcita esferoidais crescendo nas cavidades da rocha (Figura 4.28b).

Microscopicamente, possui raros grãos terrígenos que derivam do embasamento, óxidos e cristais carbonáticos, com algumas aglomerações de grãos terrígenos cercados por calcita microcristalina. Os grãos minerais detríticos são principalmente de clorita, biotita e feldspato potássico, além dos óxidos que ocorrem em quantidade significativa na lâmina e grãos de quartzo que ocorrem com baixa frequência (Figura 4.28c).

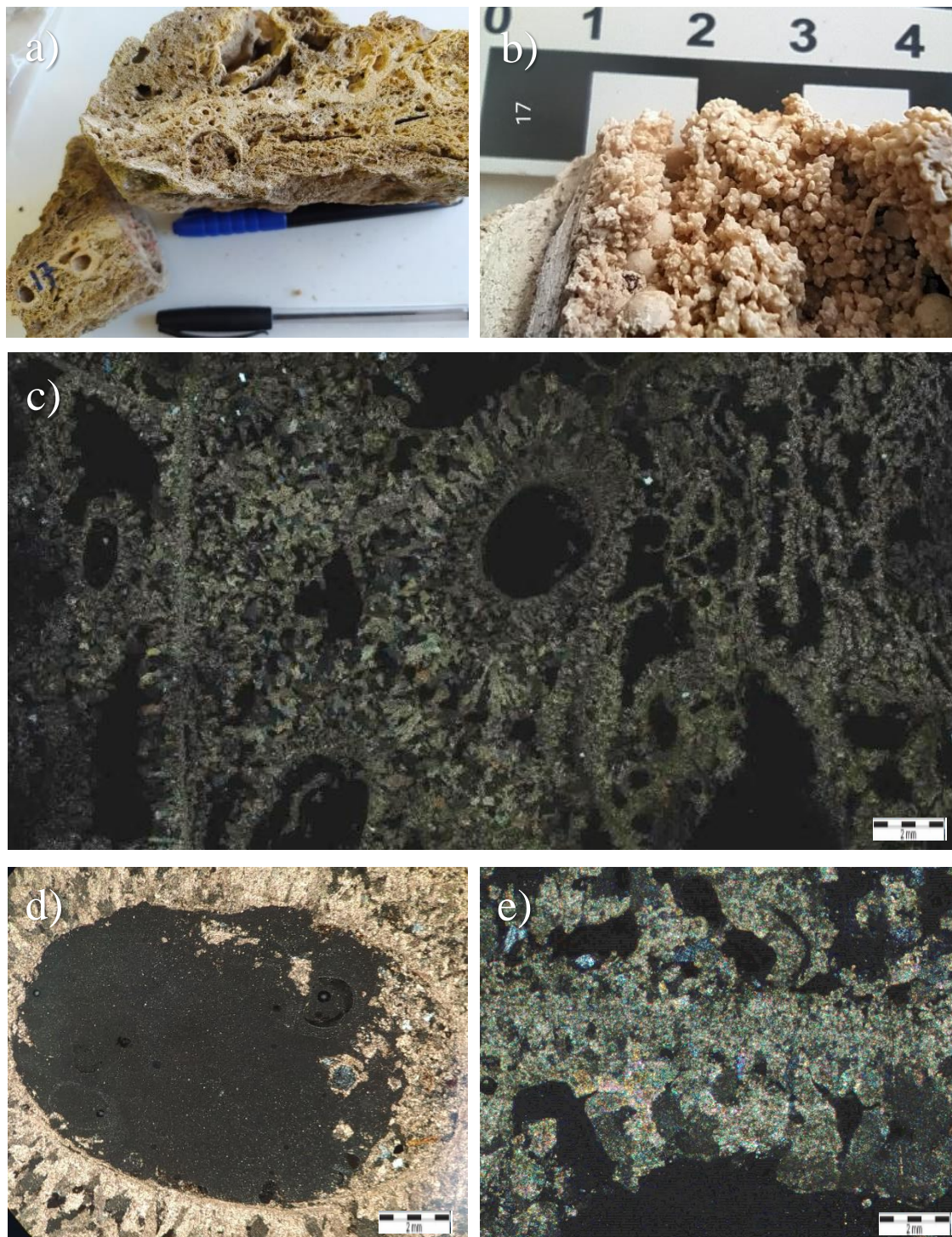


Figura 4.28: Aspectos microscópicos e macroscópicos da fácies Tufo calcárea. a) Aspecto da amostra de mão da fácies Tc; b) Precipitados calcícticos, com forma circular, preenchendo cavidade em amostra de mão; c) Seção delgada da fácies Tc (NX); d) Poro revestido; e) Estruturas alongadas, similares a rafts, com cristais de calcita espática crescendo a partir dessas estruturas.

É possível identificar estruturas que aparentam ser rafts calcícticos, porém em algumas porções da lâmina, é difícil identificar se essas estruturas alongadas são de fato rafts ou possíveis resquícios de material orgânico vegetal. Em algumas dessas estruturas, os cristais de carbonato parecem cristalizar ao seu redor, formando cristais que em geral são

alongados e perpendiculares à essas estruturas e com forma subédrica a anédrica (Figura 4.28e). O cimento é constituído por calcita espática.

Essa fácies possui uma alta porosidade, cujo volume de poros corresponde a mais de 30% da seção delgada. Há dois tipos de poros: fenestrais e cavidades revestidas. Nos poros revestidos, é possível observar cristais de calcita espática crescendo a partir das paredes do poro (Figura 4.28d). Por vezes, observa-se uma segunda fase de precipitação de cristais na porção superior interna da cavidade revestida.

4.2.7 Conglomerado calcítico (Cc)

A fácies Cc foi diferenciada da fácies Clg pelo tamanho dos fragmentos detríticos. Essa fácies é caracterizada por uma rocha de coloração acinzentada e com clastos que variam em tamanho de areia (0,064-2 mm) a matacão (>256mm). Esses clastos fazem parte do cascalho presente no leito de drenagem que foi cimentado por carbonatos provenientes das fontes fluídas superficiais. A litologia dos blocos é variada, indo desde arenitos, ortognaíesses migmatizados, anfíbolitos e fragmentos de rochas graníticas.



Figura 4.29: Aspecto macroscópico da fácies Cc.

4.2.8 *Ocorrência em campo das fácies carbonáticas*

Os carbonatos que se formam a partir do sistema hidrotermal da Grota da Ferveadeira, se formam de duas formas: i) através do escoamento do fluído hidrotermal carbonatado, ou; ii) no meio de fraturas extensivas no embasamento gnáissico. A primeira fácies possível de ser observada é a fácies conglomerado calcítico (Cc), que ocorre ao longo da base da drenagem, cimentando os blocos dispostos ao longo da drenagem (Figura 4.30a).

Nas margens da drenagem, é possível observar a fácies Calcário Litoclástico Granular (Clg) (Figura 4.30b), que se forma acima da fácies Cc com espessuras de aproximadamente 70-100 centímetros, e a fácies Calcário Litoclástico Laminar (Cll) se formando logo acima da Clg (Figura 4.30c). As fácies Cll e Clg, por se originarem a partir de precipitações mais superficiais, possuem pequenas conchas, troncos e folhas petrificados em seu arcabouço (Figura 4.31c).

As características macro e microscópicas destas fácies, mostram que a fácies Cll se forma a partir de um escoamento superficial, formando laminações calcíticas, enquanto que a cimentação das fácies Clg e Cc se dá pela percolação do fluído hidrotermal entre os poros dos sedimentos detríticos do fundo da drenagem.

A fácies Crosta Cristalina Carbonática (Ccc) se forma entre fraturas extensivas semi-horizontais do gnaisse do Complexo Caicó (Figura 4.30e,f), ocorrendo em camadas centimétricas com espessuras variando de 50 a 70 cm. Em afloramento, é possível observar diferentes intervalos de precipitação da fácies Ccc (Figura 4.30g), com muitas cavidades formadas a partir de bolhas no topo dos níveis de precipitação (Figura 4.30d). As bolhas que ocorrem no topo dos níveis de precipitação, ocorrem perpendicularmente ao acamamento.

A fácies Ccc também corta o conglomerado no leito do rio, mostrando que essa fácies é posterior a fácies Cc. Essa fácies teve uma importância econômica relevante para a região, tendo sido extraída e comercializada com a denominação de mármore Onix. Seu uso foi o de pedra ornamental, usada na fabricação de mesas, pias de banheiro e pequenas esculturas.

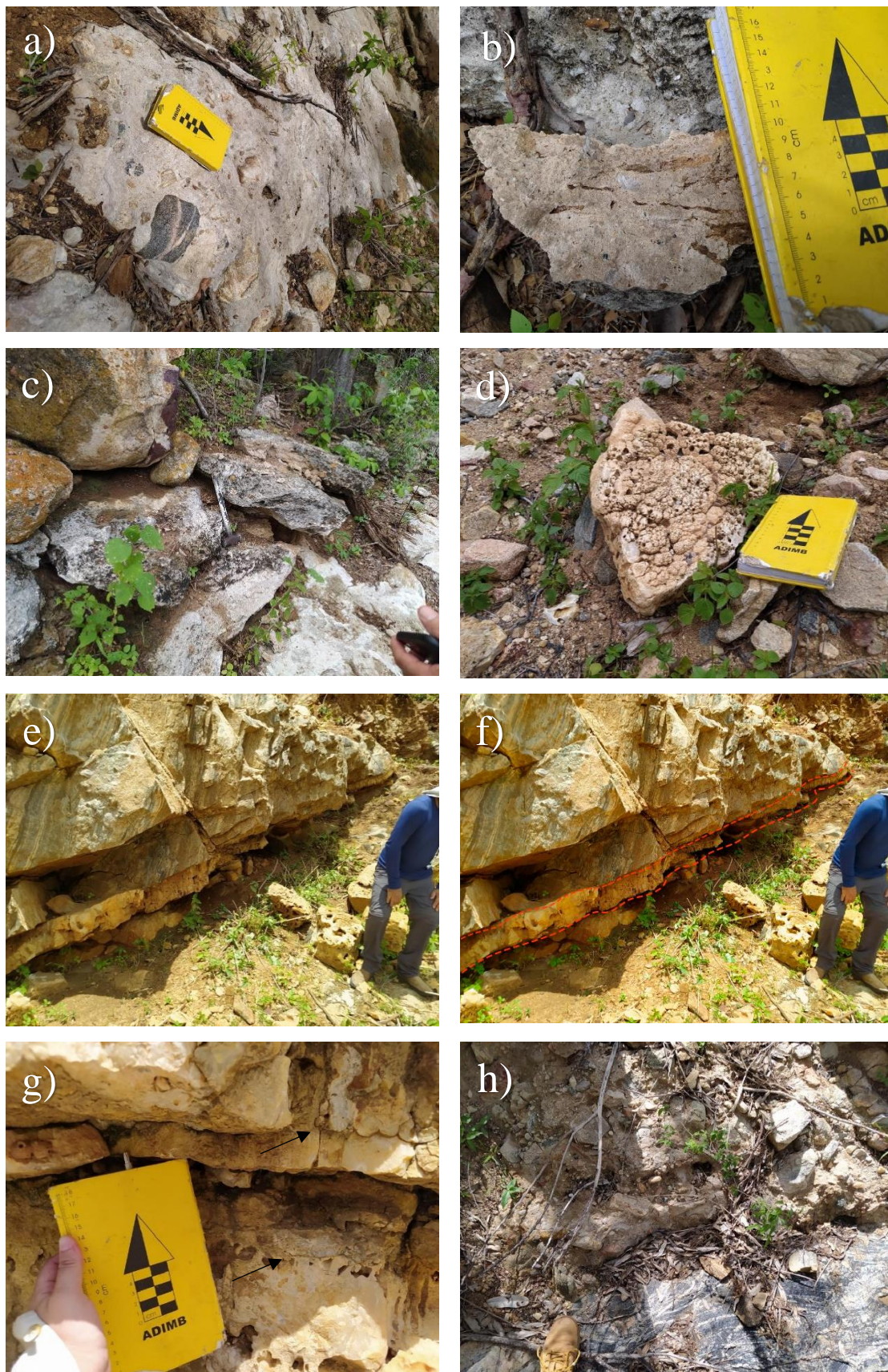


Figura 4.30: Afloramentos das fácies Cc, ClI, Ccc e Clg; a) Afloramento em planta da fácies Cc; b) Fácies Clg ocorrendo acima da fácies Cc; c) Fácies Clg na base e ClI ocorrendo no topo; d) Bloco da fácies Ccc com cavidades formadas a partir de bolhas; e) e f) Fácies Ccc afloramento em fratura extensiva nos Gnaisses do Complexo Caicó; g)

Detalhe do afloramento da fácies Ccc, com setas pretas destacando os diversos intervalos de precipitação; h) Contato da fácies Cc com o Gnaiss do Complexo Caicó.

As fácies carbonáticas aparecem de forma pontual ao longo do Riacho da Grota da Ferveira, possivelmente ocorrendo onde os fraturamentos no embasamento são mais profundos. Também foi observado que muitas fontes carbonáticas ocorrem ao longo de fraturas conjugadas.

Foi possível verificar fontes carbonáticas ativas e fontes carbonáticas fechadas (Figura 4.33, Figura 4.34, Figura 4.35 e Figura 4.36). No caso das fontes fechadas, o fechamento é causado pelo entupimento do *vent*, o qual corresponde a abertura pela qual o fluido hidrotermal alcança a superfície. Essas fontes formam pequenos montes de precipitado carbonático, não formando piscinas e terraços devido ao ângulo inclinado em que essas fontes ocorrem no presente (Figura 4.34).

A fácies Tufa Calcária (Tc) consiste em um precipitado superficial ao longo do escoamento da água de um poço jorrante, que neste trabalho recebeu a denominação de ‘Poço Ferv’ (Figura 4.37). O precipitado encontrado neste afloramento, consiste em camadas centimétricas (~30 cm) de carbonatos, que engoblam folhas, galhos, sedimentos e entre outros detritos.

O poço Ferv foi perfurado há cerca de 4 anos, consistindo em um poço tubular cujas informações de profundidade e construção são desconhecidos (Figura 4.31a). Com base em informação verbal de moradores da região, o poço Ferv era jorrante e possuía água não qualificada para uso humano ou animal. Ao atingir a superfície e escorrer na lateral do poço, formou-se uma espessa (~30-40 cm) camada de tufa, estimando-se um volume total de aproximadamente 80 m³ (Figura 4.31b) de carbonato precipitado. Na boca do poço é possível observar que a água é borbulhante, provavelmente causado pelo degasamento do CO₂.

A fonte hidrotermal antiga mais expressiva foi denominada de ‘Fonte hidrotermal Fechada’ (Figura 4.35 e Figura 4.36), onde é possível observar um expressivo volume de carbonato precipitado. Essa fonte se desenvolveu na margem da drenagem, formando um pequeno domo carbonático (Figura 4.31d) e crostas carbonáticas recobrimo os gnaisses (Figura 4.31e). No topo dessa fonte, ocorre o afloramento da fácies Calcário Laminar Ondulado (Clo), que são formados a partir da deposição de precipitados que se formam

na superfície do líquido carbonatado (Figura 4.31f). Nesse afloramento, também é possível observar a formação de pequenos cristais de sais.

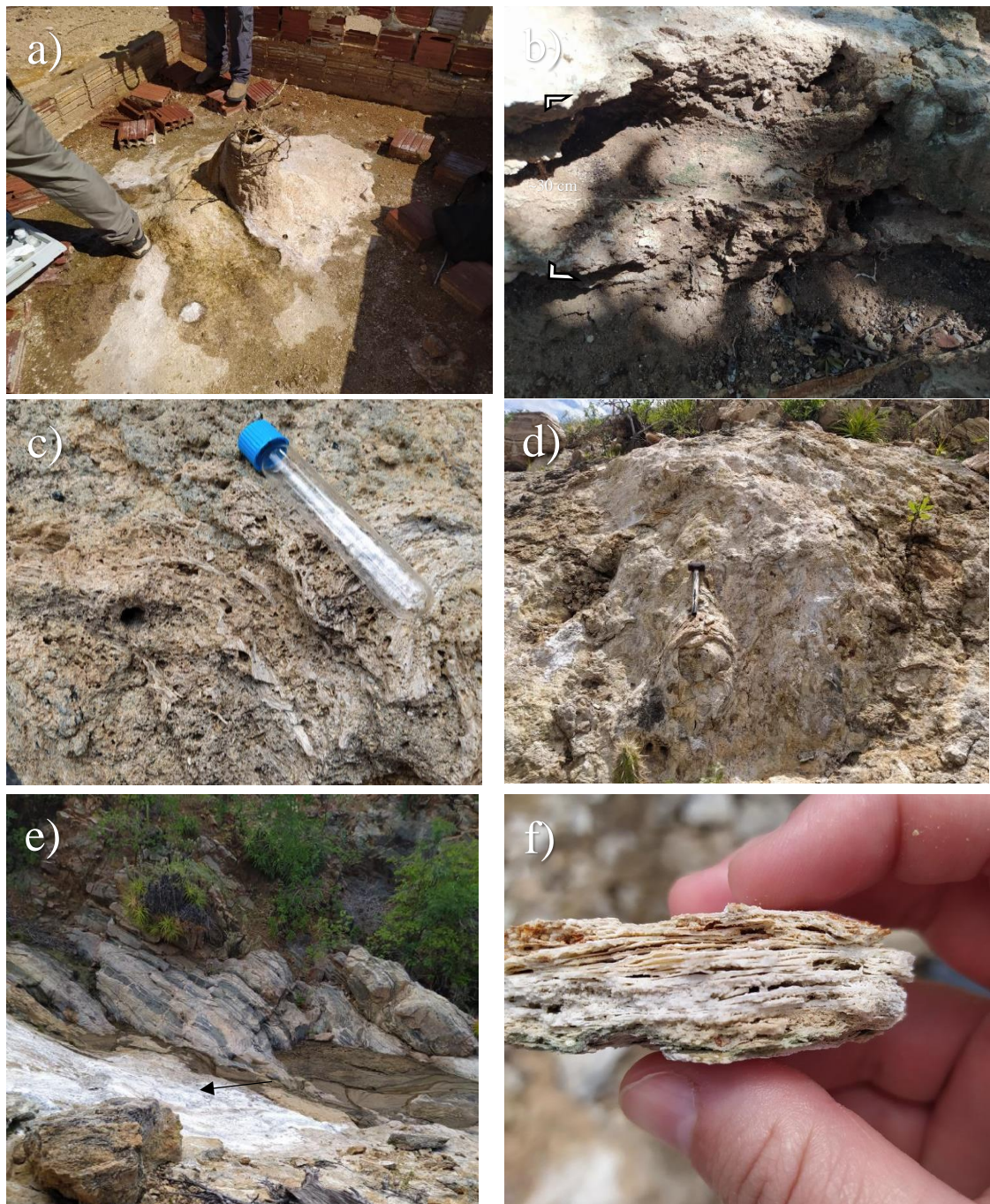


Figura 4.31: a) Boca do Poço Ferv; b) Afloramento da fácies Tc que se formaram a partir do escoamento da água carbonatada proveniente do poço ferv; c) Árvore petrificada, ocorrendo nas fácies Clg; d) Afloramento da fonte hidrotermal fechada; e) Seta preta destacando o precipitado carbonático sobre o ortognaisse que ocorrem ao longo da drenagem da Grota da Ferveadeira; f) Amostra de mão da fácies Clo.

Afloramentos pontuais de pequenas fontes hidrotermais antigas, também são observadas ao longo do Riacho Grota da Ferveadeira (Figura 4.38a). Essas fontes possuem um volume inferior a ‘fonte hidrotermal fechada’, por vezes sendo possível observar

precipitados formados a partir do escoamento do fluído hidrotermal ao longo de fraturas no embasamento gnáissico. Essas fraturas possuem direção principal NE, sendo paralelas à falha do riacho.

Foram identificadas duas fontes hidrotermais ativas na área mapeada. A primeira consiste na fonte ativa principal, que recebeu a denominação de ‘Ponto 20’ (Figura 4.33 e Figura 3.34). Nessa fonte, o vent forma um pequeno reservatório de água borbulhante. A morfologia da fonte é a mesma das fontes fechadas, formando pequenos domos. É possível observar a formação de precipitados ao longo das paredes da fonte, formando um slope característico de fontes de travertinos. A segunda fonte possui as mesmas características de precipitação, porém o fluído hidrotermal atinge a superfície a partir de fraturas no embasamento, não formando um reservatório superficial da água (Figura 4.38c).

Quanto a origem e diferenças texturais identificadas durante a análise faciológica, se destacam as fácies CII, Tc e Co. A fácies CII possui um aspecto laminar, mas possui grãos detriticos em sua estrutura, evidenciando que a fácies CII pode consistir em uma transição entre as fácies Clg e Clo. A fácies Co parece ter se formado em momentos de maior energia da drenagem, possivelmente tendo se formado quando o sistema hidrotermal possuía maior volume de precipitação devido a uma maior circulação de água no sistema.

A fácies Tc, se formou a partir do escoamento da água de um poço jorrante na área da grotta da Ferveadeira. Uma possível explicação para a formação dessa fácies, é a de que este poço tenha sido perfurado em uma zona fraturada, onde circula o fluído hidrotermal do sistema Grotta da Ferveadeira (Figura 4.32). Antes da perfuração, esse fluído que estava aprisionado na zona de fratura, se mantinha no estado aquoso pela pressão, podendo ser representado pela equação: $\text{Ca}^{2+}_{(aq)} + 2\text{HCO}_3^{-}_{(aq)}$. Com a perfuração do poço, houve a diminuição da pressão e uma conseqüente liberação do gás CO_2 , resultando no precipitado, que pode ser descrito pela equação: $\text{CaCO}_{3(s)} + \text{H}_2\text{O}_{(l)} + \text{CO}_{2(g)}$.

Os grãos detriticos que ocorrem cimentados nas fácies carbonáticas, possuem a mesma composição do embasamento do Complexo Caicó, sendo possível identificar a mesma composição mineralógica em todas as fácies em que estes ocorrem.

As fácies carbonáticas também são marcadas por uma clara ciclicidade, principalmente a fácies Ccc, sendo possível observar intervalos de precipitação com quantidades variadas de ferro e por vezes com um aspecto de precipitações orgânicas, como é o caso da laminação ‘massa folheada’. Essa característica pode indicar períodos

distintos de precipitação, onde o nível da fonte carbonática cessou e teve início uma precipitação mais oxidada, por exemplo. Também pode evidenciar diferentes níveis de circulação de água no sistema, e até mesmo uma mudança climática durante a precipitação.

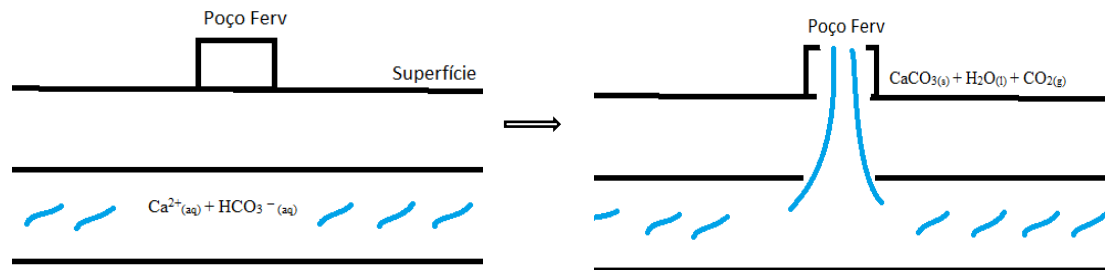


Figura 4.32: Ilustração simplificada do arigem do precipitado que ocorre no ponto Poço Ferv.

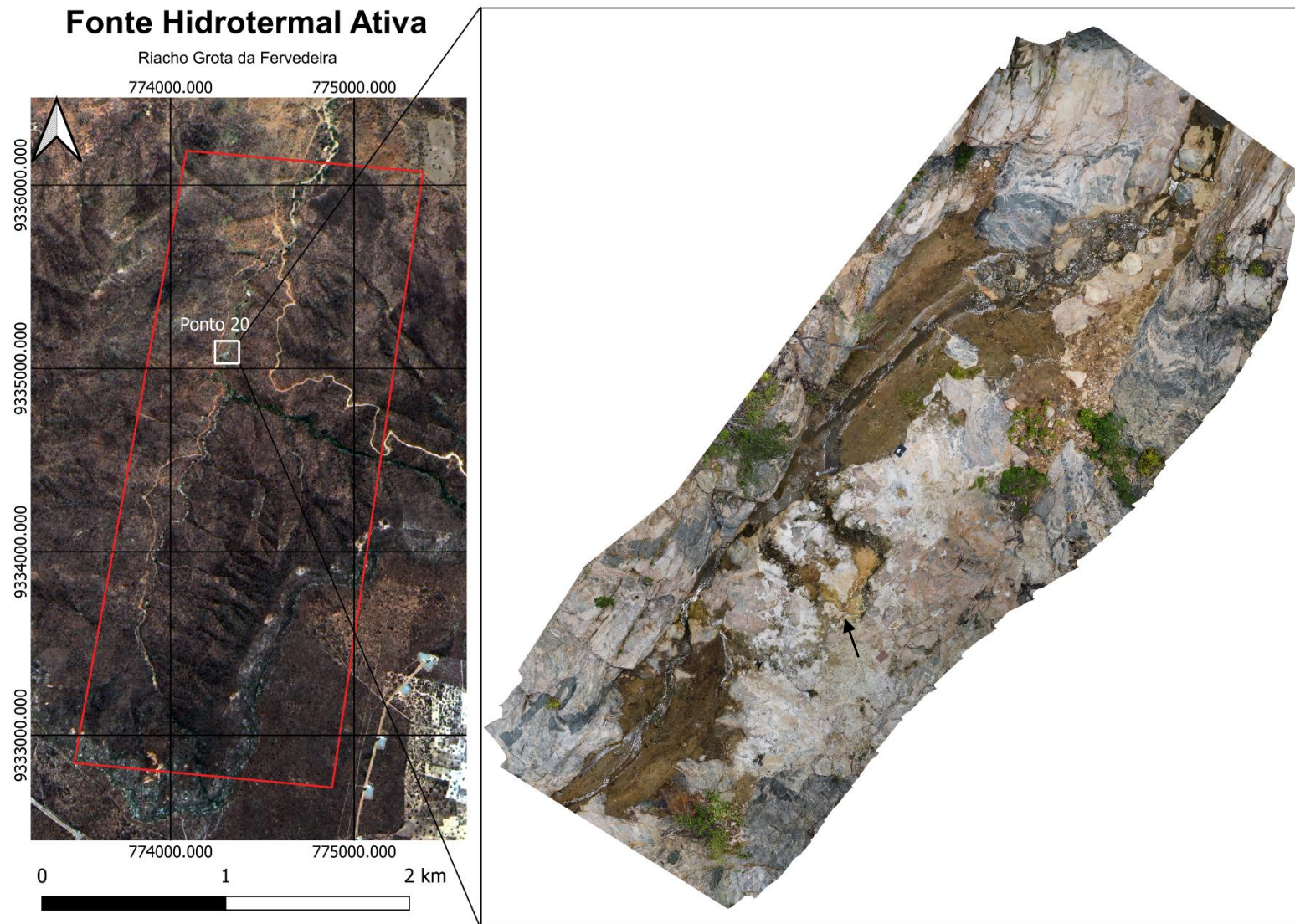


Figura 4.33: Mapa de Localização do afloramento denominado ponto 20, onde ocorre uma fonte hidrotermal ativa ao longo da drenagem do Riacho Grota da Ferveira. A seta preta indica o vent, por onde o fluído carbonático chega até a superfície.



Figura 4.34: Modelo 3D feito no afloramento da fonte hidrotermal ativa, denominada de ponto 20.

Fonte Hidrotermal Fechada

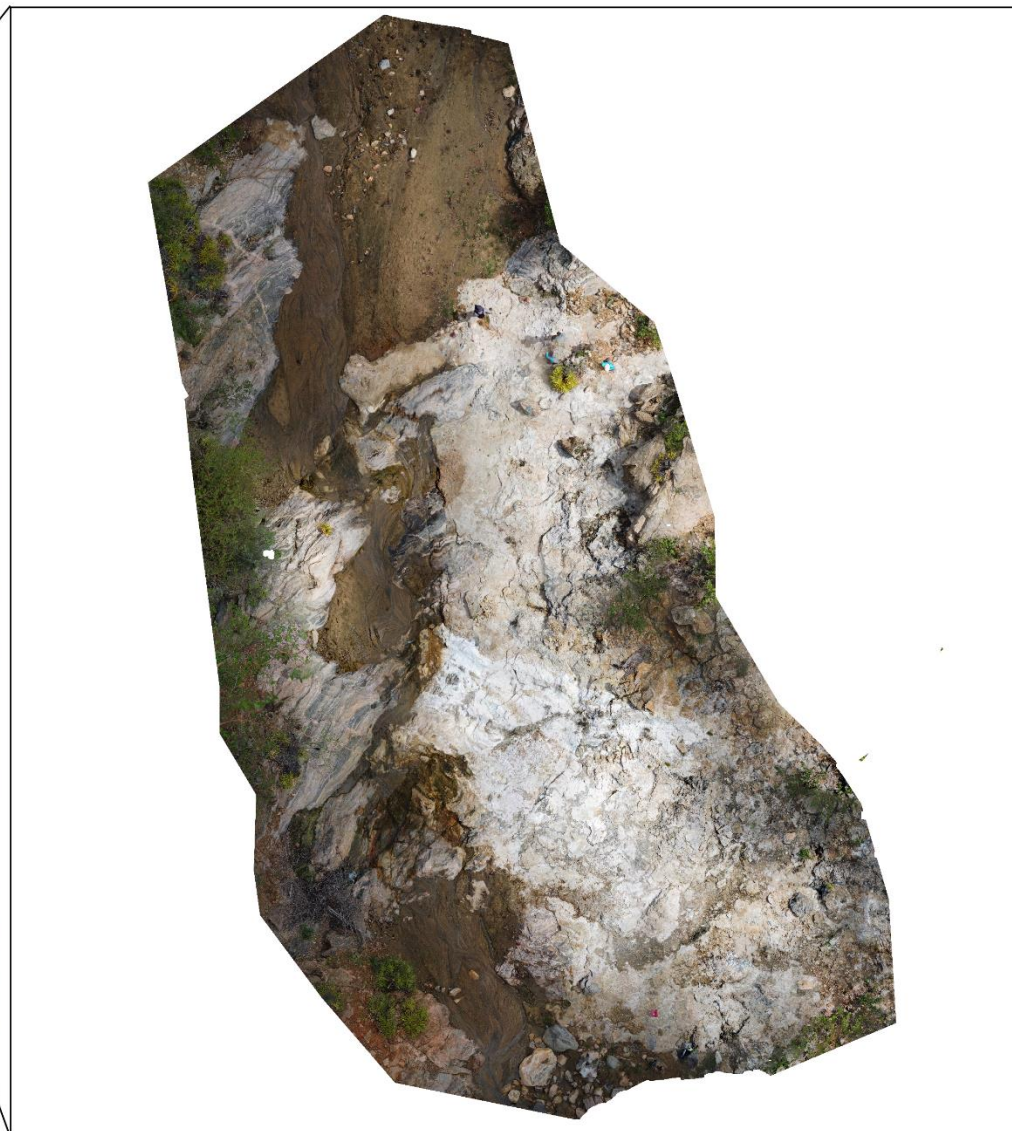


Figura 4.35: Mapa de localização do afloramento onde é possível indentificar uma antiga fonte hidrotermal, cujo vent foi fechado pelo precipitado.



Figura 4.36: Modelo 3D feito no afloramento da antiga fonte hidrotermal.

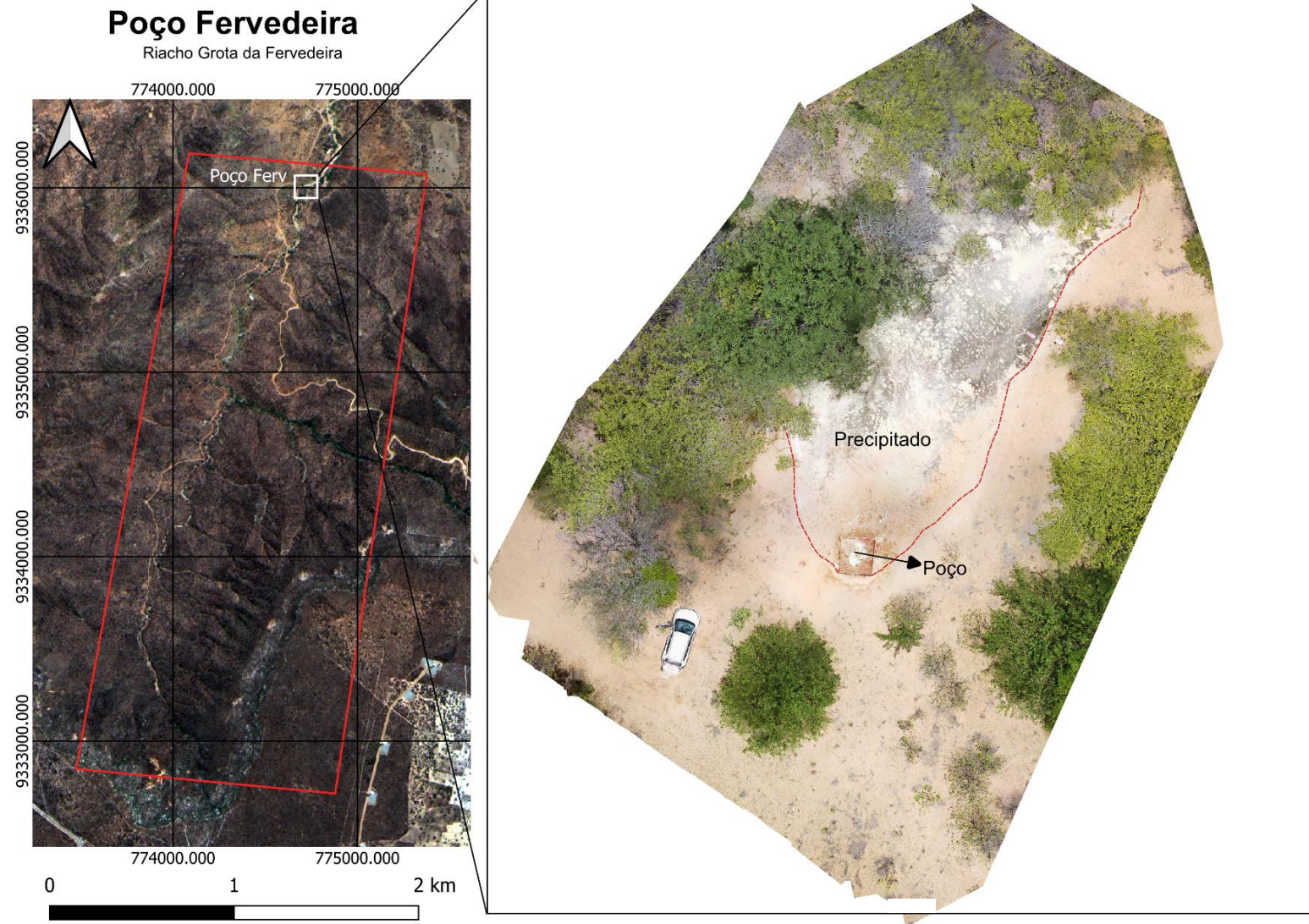


Figura 4.37: Mapa de localização do afloramento denominado Poço Ferv, onde é possível observar uma zona de precipitado carbonático no local onde a água do poço jorrante fluiu pela superfície



Figura 4.38: a) Pequena fonte hidrotermal fechada, ocorrendo ao longo de fraturamentos no ortogneisse; b) precipitado carbonático formado a partir do escoamento do fluído carbonático em a, ao longo de uma zona de fratura no ortogneisse; c) fonte hidrotermal ativa, com o fluído hidrotermal atingindo a superfície por meio de fraturamentos.

4.3 Geologia Estrutural

A Grota da Ferveadeira é um vale estruturalmente controlado e com direção principal para N25E. O Riacho corre ao longo de um falhamento transcorrente sinistral, que é evidenciado pelo deslocamento de veios pegmatíticos nas rochas gnaissicas do Complexo Caicó, bem como por falhamentos em foliações desses gnaisses.

As estruturas observadas na área da compõem dois tipos de sistemas deformacionais: sistema rúptil; e sistema dúctil. O sistema dúctil está associado à deformação de rochas do embasamento que são constituídas pelos ortognaisses do Complexo Caicó e pelos mármores e skarns da formação Jucurutu. Já as deformações rúpteis afetam todas as litologias que afloram na área da Grota da Ferveadeira, controlando a surgência dos fluidos hidrotermais enriquecidos em bicarbonato de cálcio.

Os ortognaisses do complexo Caicó possuem diferentes níveis de deformação ao longo da área da Grota da Ferveadeira. Nas cotas mais elevadas, onde o gnaisse faz contato com os arenitos da formação Serra do Martins, as rochas do complexo Caicó estão muito intemperizadas devido a percolação de água que infiltra pelos arenitos sotopostos. Nessas porções do gnaisse é onde fica mais evidente as suas foliações e lineações.

Foram tiradas 23 medidas de foliação do gnaisse, em sua maioria subverticais. Também é possível identificar lineações mergulhando para 012 com mergulho variando entre 11 e 20° (Figura 4.39b). A relação entre a foliação e as lineações sugere que os gnaisses estão dobrados com eixo de dobra mergulhando para NE, indicando ainda uma direção de maior deformação na direção NW-SE (Figura 4.39b).

Ainda nos afloramentos que ocorrem nas cotas mais altas, é possível observar zonas em que ocorrem cataclasitos verticalizados do gnaisse (Figura 4.40). Esses planos de falhamento subverticalizados possuem trend principal para NE, evidenciando um mesmo trend do falhamento que ocorre nas cotas mais baixas, onde corre o Riacho Grota da Ferveadeira.

Deformações dúcteis no gnaisse são mais antigas e recortadas por falhamentos e zonas de fratura posteriores (Figura 4.41). Esses falhamentos, que são acompanhados por veios de quartzo e zonas migmatizadas, também são sinistrais e possuem a mesma orientação das feições estruturais que controlam a Grota da Ferveadeira.

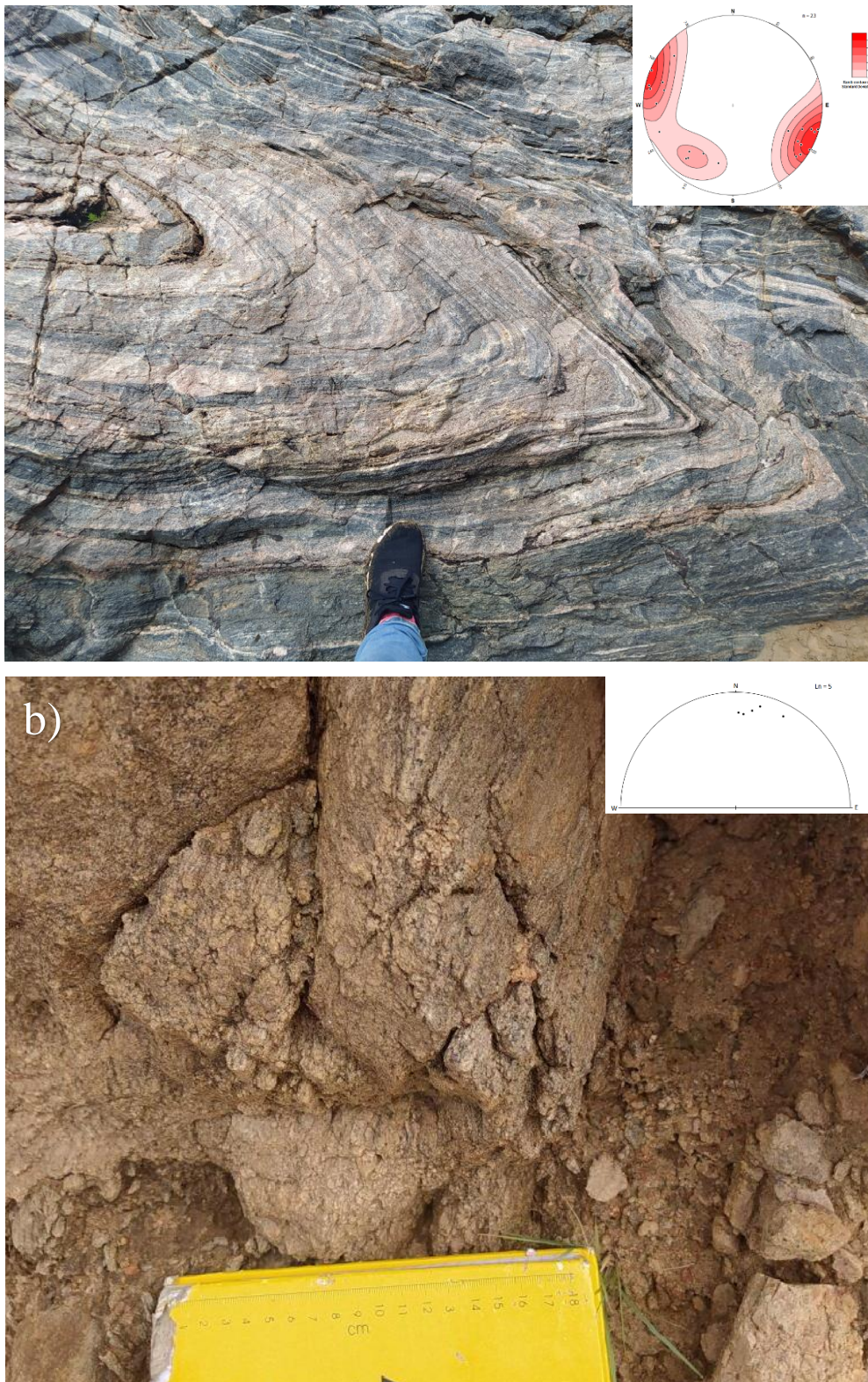


Figura 4.39: a) Dobras em foliações do gnaiss do complexo Caicó, com o contorno dos polos das foliações evidenciando uma dobra com sigma 1 NW-SE; b) Lineações observadas em gnaisses aflorando em cotas acima de 550 m, com medidas de lineação possuindo um trend NNE.

Ao longo da drenagem, estruturas formadas pela intercepção entre fraturas são possíveis de serem identificadas (Figura 4.42a). Nessas estruturas, que são comuns em falhas transcorrentes, é possível observar uma fratura com direção N-S, que ao encontrar

as fraturas mais antigas com direção E-W, se acomodaram ao longo destas fraturas E-W, desviando a energia e se acomodando ao longo do plano E-W. O preenchimento carbonático dessas fraturas, acompanha essa acomodação.

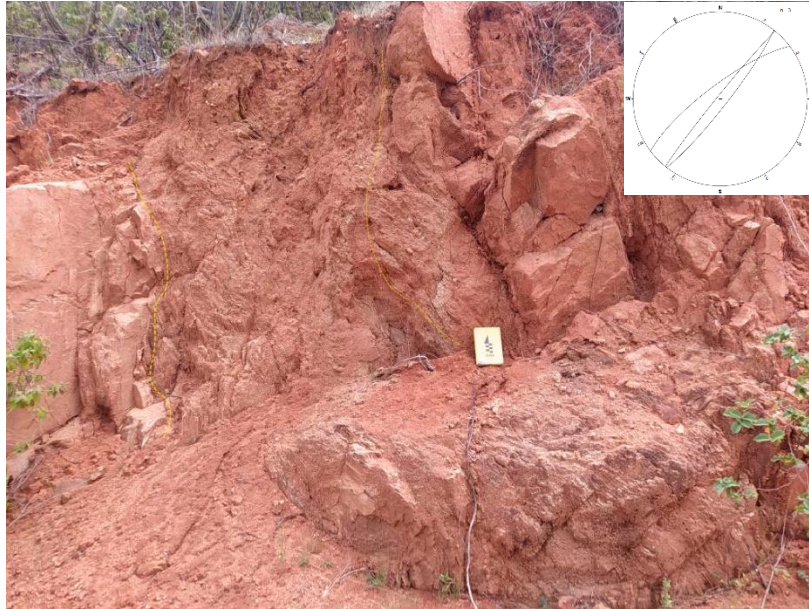


Figura 4.40: Zonas cataclasadas muito alteradas, com medidas estruturais destes planos.

Pares de fratura conjugada também são observados na área mapeada, ocorrendo pares com direções N20E e N33W, mostrando um componente sigma 1 com direção principal N-S (Figura 4.42b). Também é possível observar carbonatos preenchendo essas fraturas, evidenciando que os precipitados aproveitam estruturas antigas para se instalarem.

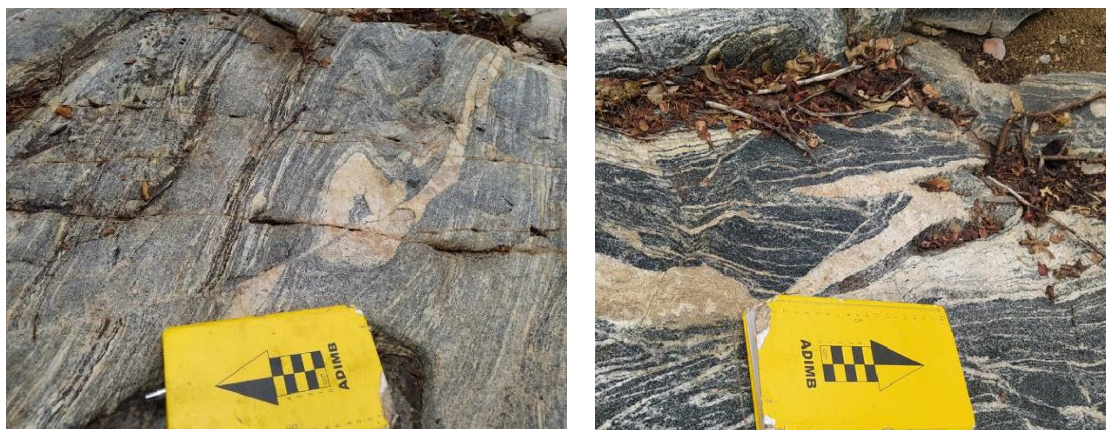


Figura 4.41: Deformação dúctil em bandamentos do ortognaisse do Complexo Caixó e em zonas migmatizadas, sendo falhadas por um regime rúptil.

Os ortognaisses do Complexo Caixó são cortados por diques e veios. Entre os diques, é possível observar intrusões máficas de composição anfibolítica,

pertencentes ao próprio Complexo Caicó, e dique máfico do magmatismo Rio Ceará-Mirim. Os diques do magmatismo Rio Ceará-Mirim possuem direção E-W, possuindo um dip direction de 010/77. Os diques máficos ocorrem bastante deformados por regime dúctil, e possuem direção aproximada N-S a NNE (Figura 4.43a). Também é possível observar zonas de contato brechadas, causados pela intrusão destes diques.

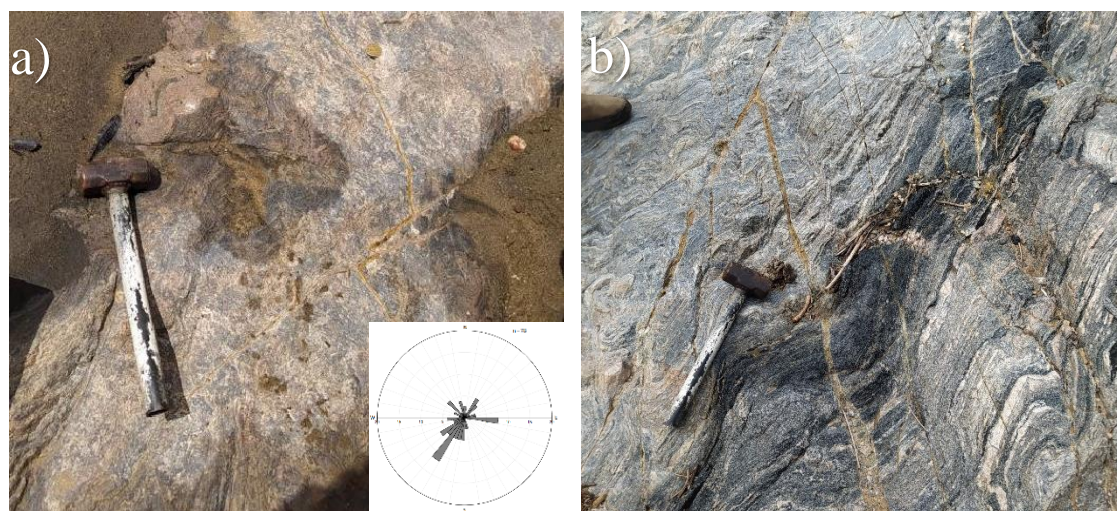


Figura 4.42: a) Sistema de cruzamento de fraturas, com diagrama de rosetas mostrando as principais direções de fraturamentos no Gnaiss do Complexo Caicó ($n = 78$); b) Par de fraturas conjugadas, preenchidas por carbonato (Martelo apontando para N).

Na área estudada, ocorrem diversos veios que preenchem fraturas extensivas, ocorrendo veios preenchidos por: i) pegmatitos; ii) veios potássicos; iii) epidoto; iv) óxido de ferro e; v) carbonato. Os veios pegmatíticos aparentam ser os mais antigos, e mais jovem que as injeções máficas anfíbolíticas, pois é possível observar estes veios cortando estes diques. Os veios pegmatíticos possuem um padrão de crescimento sintaxial, pois os seus cristais são maiores na borda e afinam no seu centro. Estes veios pegmatíticos possuem uma direção predominantemente N-S, mas também ocorrem direções NW e SW (Figura 4.43b).

Também é comum a ocorrência de veios potássicos, que provavelmente se formaram a partir de uma remobiliação do potássio causada pela intrusão alcalina. As direções principais destes veios preenchidos por potassificação são aproximadamente E-W. Os veios potássicos são mais jovens que os veios pegmatíticos, sendo possível observar estes veios pegmatíticos sendo cortados no seu centro por veios potássicos (Figura 4.44c).

Os veios preenchidos por epidoto, foram os menos encontrados na área mapeada, sendo possível obter apenas duas medidas, que fornecem direções N-S e NE. Segundo

Menezes (1999), estes veios são os mais antigos, correspondendo a uma estruturação dúctil-frágil tardi-brasiliana. Essa epidotização se desenvolve com baixo rake, evidenciando o regime transcorrente (Menezes, 1999).



Figura 4.43: a) veios máficos anfibolíticos do complexo Caicó deformados e falhados; b) Veio pegmatítico cortando os veios máficos, com diagrama de roseta mostrando as direções principais destes veios ($n = 5$).

Os veios preenchidos por óxidos de ferro são comuns na área (Figura 4.44a). Foram obtidas 19 medidas de fraturamentos preenchidos por óxidos de ferro, e as direções preferenciais desses fraturamentos é NW e SW. Os óxidos de ferro também ocorrem em zonas da parede de falha da Grotta da Fervedeira (Figura 4.44b), indicando uma movimentação, porém não são identificados outros componentes cinemáticos nestas paredes de falha.

Eventos Neotectônicos são marcados por deformações nos veios preenchidos por óxido de ferro. Ao longo da drenagem, é possível observar estes veios sendo brechados e por vezes associados carbonatos nas partes mais internas (Figura 4.45a, b). Fraturas com preenchimento de carbonatos possuem direção principal NE-SW. Os veios carbonáticos também cortam os veios potássicos (Figura 4.44d).

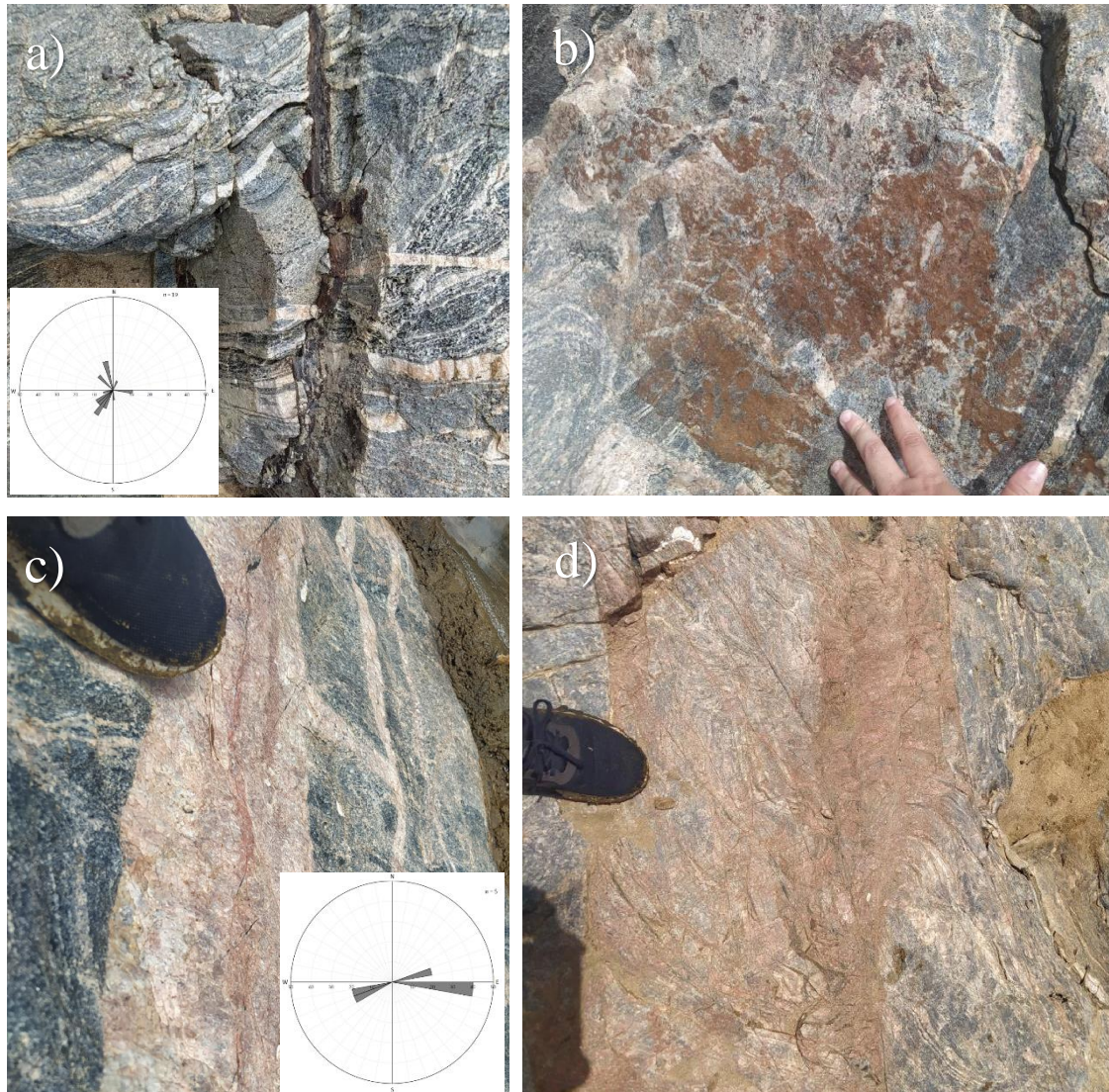


Figura 4.44: a) Fratura extensiva em ortogneisse do Complexo Caicó, preenchida por veios de óxido de ferro, com diagrama de roseta mostrando as principais direções em que estes veios ocorrem ($n = 19$); b) Óxido de ferro em parede de falha ao longo do Riacho Grotta da Fervedeira; c) Veio potássico cortando veio pegmatítico, com diagrama de roseta mostrando as principais direções desses veios; d) Veio potássico deformado, com veio carbonático cortando-o no seu centro.

Segundo Menezes (1999), os veios preenchidos por óxidos de ferro e aqueles preenchidos por carbonatos, são reativações com componentes extensivos de trends tardi-brasileiros e/ou juro-cretáceos. Os veios de óxido de ferro ocorrem com contatos bruscos com a rocha encaixante, se desenvolvendo com textura maciça ou com fibras paralelas à parede da fratura. A presença de precipitado de óxido de ferro em planos de falha, evidenciam o regime transcorrente associado com essa reativação (Menezes, 1999).

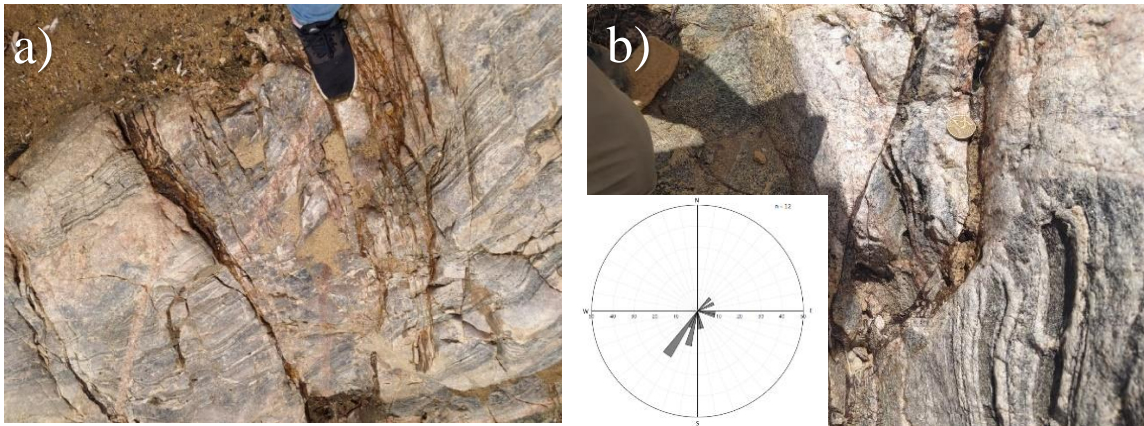


Figura 4.45: a) fraturamentos preenchidos por óxido de ferro brechados e deformados; b) veio carbonático preenchendo o centro de um veio de óxido de ferro, com diagrama de roseta mostrando as principais direções de veios carbonáticos ($n = 12$).

As fraturas preenchidas por carbonatos possuem textura fibro-radial, disposta perpendicularmente à parede da fratura. Fora da área mapeada, no Olho D'água Azedo, é possível observar pequenas surgências e fontes carbonatadas sobre zonas de fraturas conjugadas no gnaíse, evidenciando o escape de fluídos através dessas estruturas (Figura 4.46).



Figura 4.46: Pequenas emanções de fontes hidrotermais se formando em zonas fraturas no gnaíse, com diagrama mostrando os planos de fratura medidos nesse afloramento e o plano médio em preto.

A litofácies granítica não afetada pelo hidrotermalismo consiste em uma rocha fresca onde é possível observar sistemas escalonados de fraturas. Esses sistemas de fraturas escalonadas possui o mesmo trend da falha da falha da drenagem principal. O granito também possui fraturamentos preenchidos por óxido de ferro. Já a litofácies do

granito hidrotermalizado mostra uma percolação penetrativa, atuando de forma a brechar a rocha. Isso mostra que as percolações ocorrem associadas com a reologia da rocha.



Figura 4.47: a) fraturamentos no granito da Suíte Intrusiva Dona Inês, com diagrama de roseta mostrando as principais direções de fraturas obtidas nos granitos ($n = 9$); b) Seta preta destacando fraturas escalonadas no granito.

Os mármore e skarns da formação Jucurutu ocorrem a NE da área da Grota da Ferveadeira, possuindo um acamamento com dip direction médio de 155/16 (Figura 4.48). Essa direção de acamamento mostra um mergulho para a direção da Grota da Ferveadeira e para a Serra de Santana, indicando que essa litologia pode ocorrer estratificamente abaixo da formação Serra do Martins e estar associada com a origem dos fluídos hidrotermais da área.

A formação Jucurutu no Município de Bodó forma uma dobra sinclinal, com um eixo dobrado. A direção principal do eixo de dobra é N20E, possuindo um trend similar ao da grota da ferveadeira. Na formação Jucurutu também é possível observar fraturas conjugadas.

Segundo Menezes (1999) o sistema complexo de fraturas em várias direções observadas na Grota da Ferveadeira, poderia ser explicada através de um sistema de tensões tridimensionais, no qual as fraturas preenchidas por óxido de ferro, por exemplo, teriam sido originadas a partir de extensões em todas as direções, geradas na porção superior de um domo térmico. Este domeamento, estaria associado ao vulcanismo Macau, ocorrendo em um estágio avançado de soerguimento.

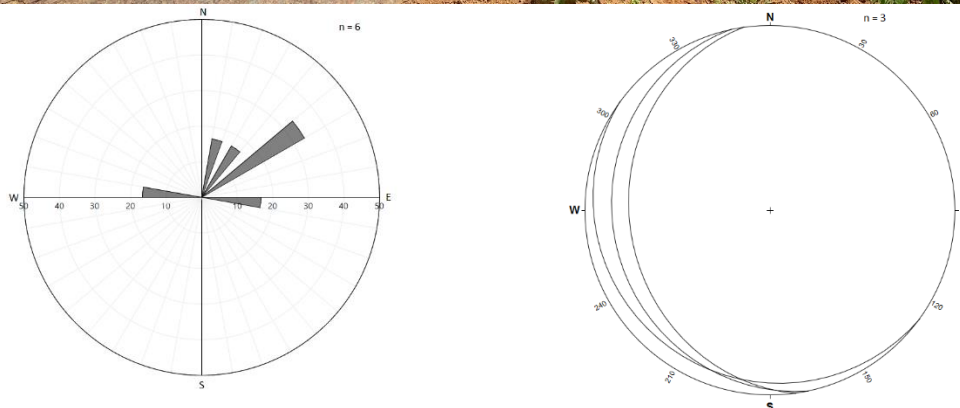


Figura 4.48: Afloramento do mármore Jucurutu à NE da área mapeada. Com diagrama de roseta destacando as principais direções de fraturas medidas ($n = 6$); e projeção do dip direction do acamamento medido neste afloramento ($n = 3$). Obs: Afloramento fora da área mapeada.

A formação dos veios preenchidos por óxidos de ferro, pode corresponder a um evento associado com a formação das crostas lateríticas que ocorrem no topo da Formação Serra do Martins, o que situaria este fraturamento como pertencente ao quartenário. As fraturas preenchidas por carbonato, também estariam associadas ao efeito dômico durante o quartenário (Menezes, 1999).

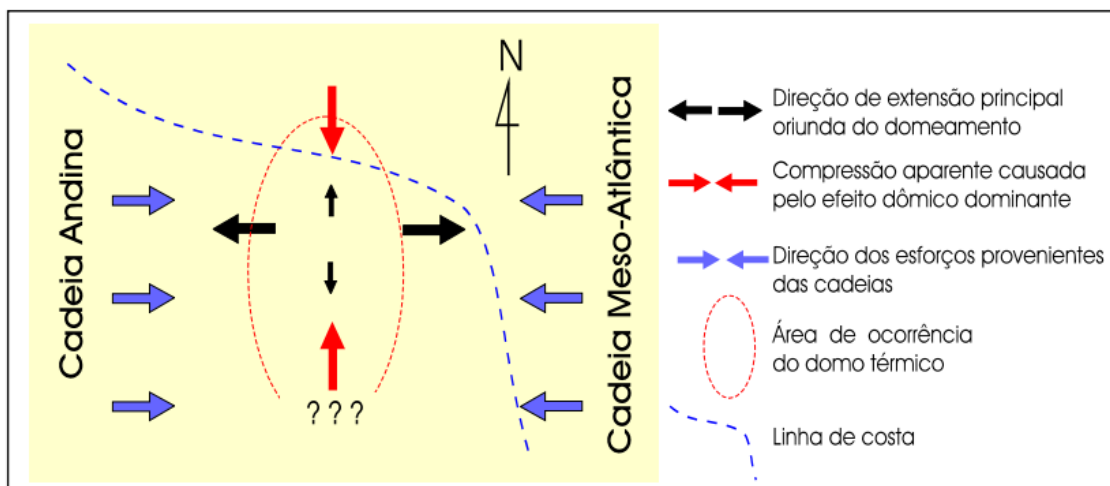


Figura 4.49: Sistema de esforços, atuante no Quaternário (Retirado de Menezes, 1999)

4.4 Geoquímica de Águas e Carbonatos da Região da Grota da Fervedeira

Nesse tópico apresento os dados de geoquímica elementar e isotópica obtidos em carbonatos e águas subterrâneas e superficiais da porção nordeste da Serra de Santana, incluindo a região da Grota da Fervedeira e Bodó.

A Serra de Santana constitui uma elevação que faz parte do Planalto da Borborema, se destacando em relação às áreas de entorno que fazem parte da Depressão Sertaneja (Diniz et al., 2017). Do ponto de vista da ocupação antrópica, a Serra de Santana também se destaca em relação às áreas vizinhas, principalmente pela disponibilidade de água durante todo o ano. Entretanto, relatos moradores da região indicam que a qualidade da água é muito variável, particularmente na porção nordeste da elevação, onde se situa a Grota da Fervedeira. Por exemplo, na sede da Fazenda Tauá, onde a equipe pernitoitou durante as atividades de campo, constatou-se que as águas subterrâneas da região eram salobras e ácidas. Para entender se essa salubridade poderia estar relacionado com o sistema da Grota da Fervedeira, foram realizadas coletas de amostras de água no município de Bodó, na área mapeada e região entorno.

Medidas de condutividade elétrica realizados por Beltrão et al. (2005) analisaram a qualidade da água de 20 poços quanto a quantidade de sólidos dissolvidos na água (STD). A portaria nº 1.469 da FUNASA, estabelece que o valor máximo de STD permitido para o consumo humano é de 1.000 mg/L, possuindo as seguintes classificações: i) 0 a 500

mg/L = água doce; ii) 501 a 1.500 mg/L = água salobra; iii) > 1.500 mg/L = água salgada (Beltrão et al., 2005).

Os valores obtidos nos 20 analisados obtiveram valores oscilando entre 315 a 9.300 mg/L, possuindo 16 poços classificados como água salina e 3 poços classificados como água salobra. Dos 20 poços analisados, apenas 1 poço mostrou resultados próprios para consumo humano (Beltrão et al., 2005).

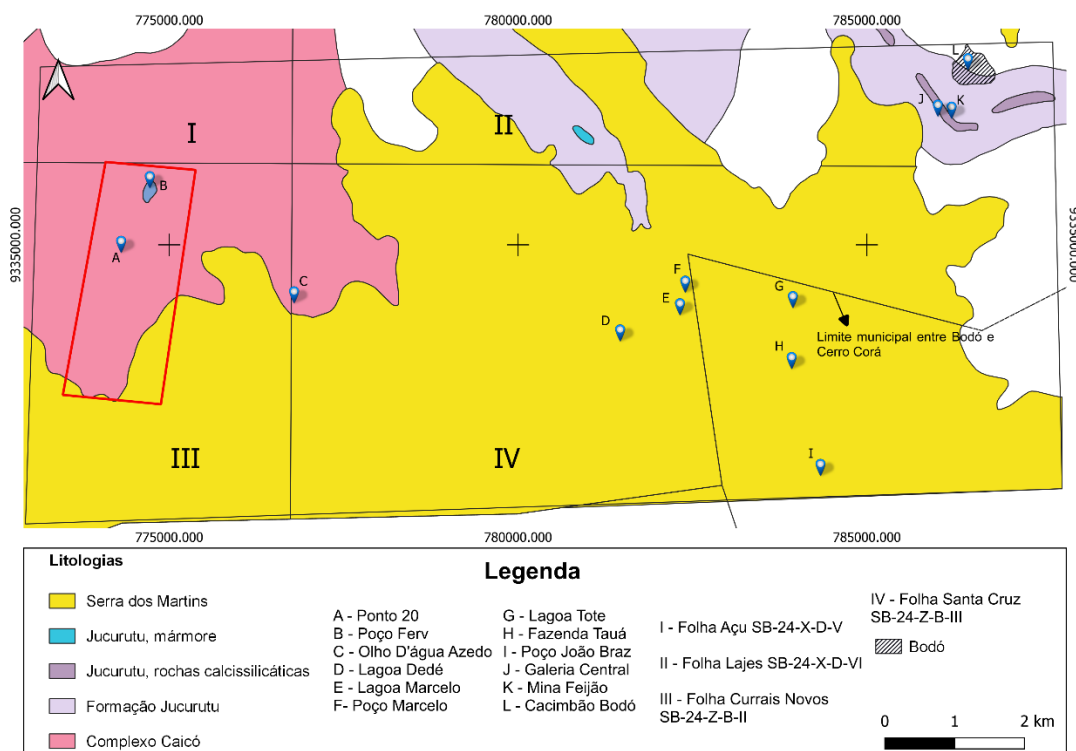


Figura 4.50: Pontos de coleta de amostras de água no município de Bodó, destacando as principais litologias dos pontos de coleta.

4.4.1 Coleta de amostras

Foram coletadas cerca de 13 amostras de rocha na área do Riacho Grota da Fervedeira. Essas amostras foram analisadas para determinar as fácies do precipitado carbonático e análises isotópicas. Foram coletadas também 11 amostras de água na região da Grota da Fervedeira para análise química isotópica, e uma amostra de gases atmosféricos numa galeria da Mina de Bodó. A localização dos pontos de coleta de amostras de carbonato, água e gases estão disponíveis na Figura 4.50. Em campo foram feitas medidas dos parâmetros principais das amostras de água (temperatura, condutividade e pH) e em laboratório foram realizadas análises isotópicas e de química elementar. Em 4 pontos foram realizados ainda a determinação da concentração de CO₂ em gases.

4.4.2 Medidas em campo

Foram realizadas medidas em campo de pH, condutividade e temperatura nos pontos de coleta de água, e medidas da concentração de CO₂ em 3 pontos onde foram verificadas emanações de gás. Os resultados dessas medidas estão disponíveis na Tabela 4-1.

Na cidade de Bodó, foi coletada uma amostra no Cacimão Bodó, que é um poço público de água subterrânea localizado no centro da cidade. Foram coletadas também amostras de água em duas galerias subterrâneas da Mina Bodó, onde é extraído scheelita dos skarns da Formação Jucurutu: Galeria Central e a Galeria Feijão. Na Galeria Feijão foi possível realizar a amostragem da água subterrânea local. Determinação da concentração de CO₂ atmosférico nesse local indicaram valores de 400 ppm. Já na Galeria Central, onde há relatos de altas concentrações de CO₂, a medida atingiu o limite máximo de leitura do equipamento, indicando concentrações acima de 40.000 ppm. No local amostrado há um acúmulo de água, no qual se observa um borbulhamento constante de gases. Duas amostras de gás da Galeria Central foram coletadas para análises isotópicas posteriores.

No topo da Serra de Santana foram coletadas amostras de água em três lagoas da região: Lagoa de Tote, Lagoa Marcelo e Lagoa Dedé. Essas lagoas possuem pH variando entre 4 e 6,11, além de elevados valores de condutividade (8 a >200 mS). A determinação da condutividade na Lagoa do Marcelo atingiu o limite de leitura do equipamento (>200 mS). Também foram coletadas amostras em três poços nessa mesma região: Poço da Fazenda Tauá, Poço João Braz e Poço do Marcelo. Os resultados de condutividade para as amostras coletadas no topo da Serra de Santana resultaram em altas condutividades, sendo ainda maiores que as obtidas na Grota da Fervedeira. O pH das amostras coletadas apresentaram valores entre 4,5 e 4,62 (Tabela 4.1).

Na Grota da Fervedeira foram coletadas duas amostras de água (Poço Ferv e Ponto 20) e no Olho d'Água Azedo uma amostra. O Poço da Fervedeira se refere a um poço perfurado para abastecimento de água subterrânea que apresentou elevadas concentrações de sais. Dados obtidos em campo nesses 3 pontos revelaram pH variando entre 6,8 e 7,1, e valores de condutividade entre 2.7 e 4.0 mS. Medidas da concentração de CO₂ das bolhas de gases emanadas nesses pontos revelaram altas concentrações desse gás: Ponto 20 (5800 ppm) e no Poço da Fervedeira (20000 ppm).

Tabela 4-1: Análises realizadas em campo nos pontos de coleta de água. As medidas em vermelho marcam que a leitura atingiu o limite de leitura do equipamento.

Ponto	pH	Condutividade (mS)	T (°C)	CO ₂ (ppm)
Poço Ferv	6,78	4	32	20.000
Ponto 20	7,05	3,93	31	5.800
Lagoa do Marcelo	4	200	30	-
Lagoa Dedé	6,11	9,05	31	-
Poço do Marcelo	4,5	16,8	31	-
Lagoa de Tote	4,53	8	31	-
Fazenda Tauá	4,15	13,07	31	-
Poço João Braz	4,62	7,68	31	-
Cacimbão Bodó	7	5,9	31	-
Galeria Feijão	7,10	4,55	31	-
Galeria Central	-	-	-	> 40.000
Olho D'água Azedo	7,10	2,66	31	-

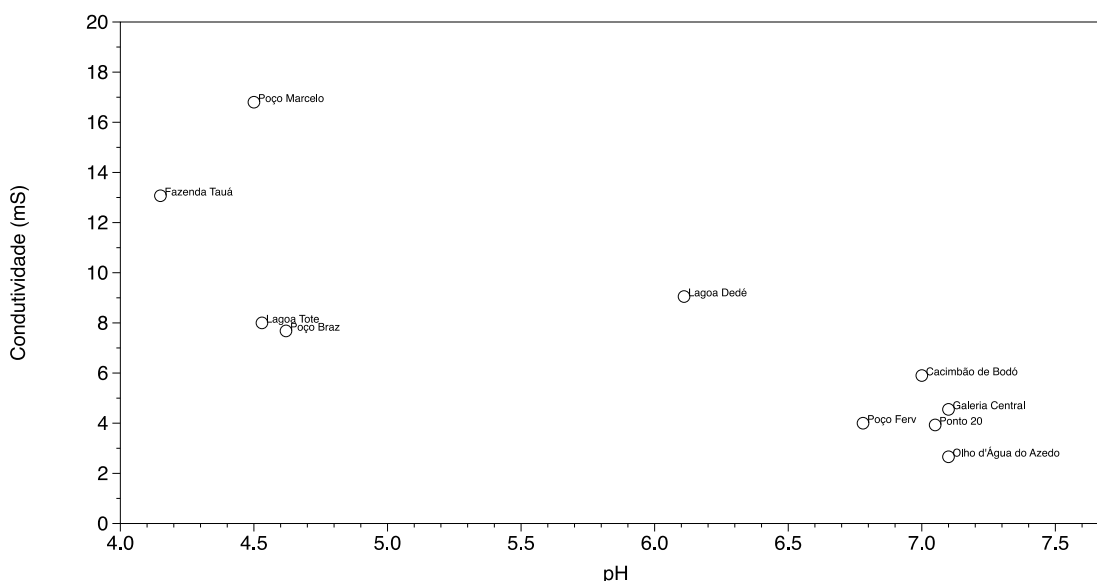


Figura 4.51: Gráfico pH vs Condutividade (mS), das amostras de água analisadas.

As análises realizadas em campo mostram que os mais baixos valores de pH foram observados no topo da Serra de Santana, onde também foram obtidos os maiores valores de condutividade. Emanações de gás CO₂ foram observadas nas galerias subterrâneas da mina Bodó, e nos dois pontos de coleta de água na Grota da Fervedeira. A Figura 4.51 mostra a relação entre a condutividade e o pH para as amostras analisadas. Com exceção

da amostra da Galeria Feijão, os dados revelam uma correlação negativa entre esses dois parâmetros.

4.4.3 *Análise Isotópicas em água e gás*

Foram determinadas as composições isotópicas de C e O do bicarbonato dissolvido nas amostras de água coletadas (DIC). Os resultados dessas análises estão disponíveis na Tabela 4-2 e estão plotados no gráfico da Figura 4.52. As amostras coletadas nas lagoas no topo da Serra de Santana (Lagoa do Marcelo, Lagoa Dedé e Lagoa de Tote) não produziram CO₂ suficiente para a determinação isotópica, o que era esperado em função dos baixos valores de pH dessas águas superficiais.

Os resultados obtidos mostraram que as amostras de água do topo da Serra de Santana apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -22,31 e -20,69‰ (Figura 4.52). Em contraste, as amostras da Grota da Feverdeira, do Poço da Feverdeira, do Olho d'Água do Azedo e da região de Bodó apresentaram valores mais positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (-3,23 e -2,08‰). Observamos ainda que o $\delta^{13}\text{C}$ do CO₂ atmosférico da Galeria Central é mais negativo que o CO₂ dissolvido na amostra da Galeria Feijão, também localizada na mina. Essa diferença é compatível com o fracionamento isotópico do carbono entre as espécies HCO₃⁻ e CO₂ a temperaturas entre 25 e 30°C, cujos valores variam entre 7,6‰ e 7,1‰ nesse intervalo de temperatura (Ohmoto e Rye, 1979).

Tabela 4-2: Resultados das análises isotópicas das amostras de água.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Poço João Braz	<u>-22,31</u>	<u>-2,07</u>
Olho D'água Azedo	-2,48	-4,16
Cacimbao Badó	<u>-2,08</u>	<u>-2,58</u>
Fazenda Tauá	<u>-20,69</u>	<u>-8,20</u>
Poço Marcelo	<u>-20,82</u>	<u>-3,64</u>
Poço Ferv	-0,84	-8,36
Ponto 20	-1,20	-6,48
Galeria Feijão	<u>-3,28</u>	<u>-4,42</u>
Galeria Central	<u>-6,09</u>	<u>-1,64</u>

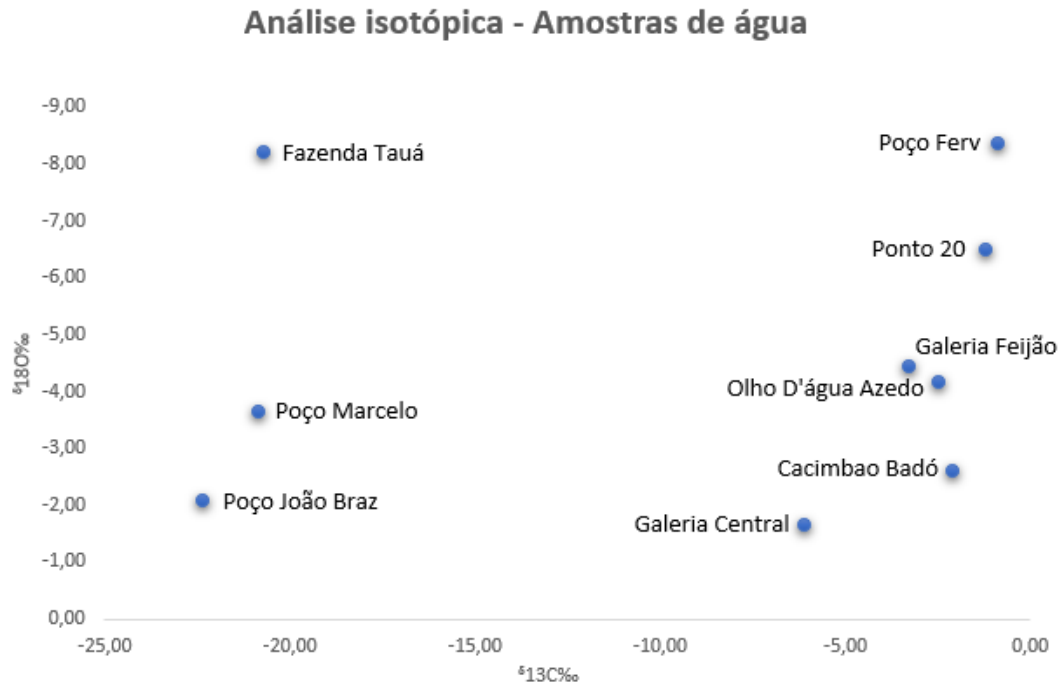


Figura 4.52: Resultados das análises isotópicas das amostras de água.

4.4.4 Química elementar da água

As amostras de água foram analisadas para os seguintes elementos: Al, As, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Si, Sr, Ti, V, Zn e Li. Entre estes elementos, os seguintes apresetaram concentrações abaixo do limite de detecção do equipamento: Zr, Ti, Pb, P e Cd. As maiores concentrações foram obtidas para os elementos Ca, K, Mg, Na e Si. Os resultados das análises podem ser visualizados na Tabela 4-3.

Assim como as análises isotópicas, as análises químicas corroboram a interpretação de dois sistemas distintos entre as amostras coletadas no topo da Serra de Santana e as amostras coletadas na Grota da Ferveadeira, Olho d'água azedo e em Bodó. Os dados de Si por exemplo, mostram concentrações mais elevadas nas amostras coletadas sobre o embasamento Jucurutu e Caicó, mostrando valores que variam de 33 a 70,5 ppm, enquanto que as amostras do topo da Serra de Santana variam de 3 a 25 ppm. Esse dado também pode ser explicado pelas diferenças de pH, pois as concentrações de Si dissolvidos são dependentes do pH, como ilustrado na Figura 4.53, evidenciando que em pH mais baixo há uma menor concentração de Si dissolvida e em pH maiores, essa concentração é maior.

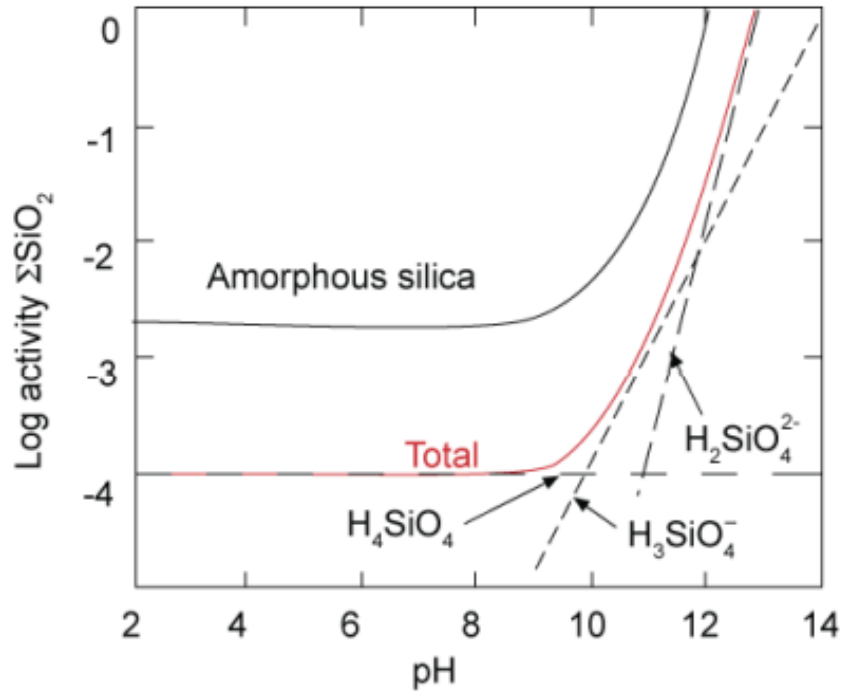


Figura 4.53: Solubilidade do Si em equilíbrio com quartzo e sílica amorfa (Retirado de White, 2011)

Outro elemento que destaca as diferenças de concentração em função do pH é o Na, que nas amostras do sistema Serra de Santana possuem concentrações que variam de 3.000 a 1030 ppm, e no sistema de amostras do embasamento essas concentrações oscilam entre 209 a 700 ppm. Essa diferença também é explicada pelo pH, já que em um pH menor haverá uma maior concentração de Na dissolvido e em um pH maior haverá uma menor concentração de Na dissolvido, pois este também ocorrerá como precipitado.

As amostras também foram analisadas para o elemento Li com o objetivo de obter parâmetros para uma possível exploração do elemento da área, já que é comum concentrações elevadas de Li em zonas hidrotermais. Porém, os valores obtidos foram muito baixos, não representando um potencial econômico para este elemento. Para fins comparativos, salmouras de Li exploradas economicamente, possuem concentrações na ordem de 1.500 ppm (Braga e Sampaio, 2008), enquanto que as concentrações obtidas nas amostras analisadas tiveram concentrações inferiores a 1 ppm.

4.4.5 Análises isotópicas em rocha

As amostras de rocha foram analisadas para isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, e também foi analisada a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dessas amostras. A coleta das amostras foi detalhada em amostras que apresentam maior heterogeneidade entre as suas laminações, tendo sido feita uma maior amostragem nas amostras 12-1 e 10 B. Nessas duas amostras, a amostragem foi feita de modo a coletar uma aliquota de amostra a cada 1.500 micrometros, através do uso de um microdrill automático.

O resultado das análises isotópicas das amostras estão disponíveis na Figura 4.54. Os resultados detalhadas de cada aliquota das amostras 10B e 12-1, estão disponíveis na Tabela 4-4 e Tabela 4-5, respectivamente. Os resultados das análises isotópicas foram plotadas no gráfico da Figura 4.55.

Análises de da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ realizadas nos ortognaisses migmatizados do complexo Caicó, mostram valores que oscilam entre 0,72600 e 0,72719 (Trindade, 2004). Para os mármores da Formação Jucurutu, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,7074 a 0,7075 (Nascimento, 2002). Já os dados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos para as amostras da Grota da Ferveadeira, mostram valores menores, que oscilam entre 0,71440 a 0,71502. Esses razões obtidas para as amostras de rocha da Grota da Ferveadeira, podem indicar um sistema de mistura entre o Sr do Complexo Caicó e o Sr do mármore Jucurutu.

O gráfico da figura 4.56 mostra os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ quanto às fácies carbonáticas identificadas. Neste gráfico é possível verificar que os valores de ^{13}C oscilaram entre 2 a 6,5‰, enquadrando estas amostras no campo de travertinos segundo a literatura. Vale ressaltar, que algumas amostras possuem características de porosidade e influência biogênica semelhante ao que ocorre em tufas, desta forma estas amostras podem ser enquadradas como ‘Travitufas’, consistindo ambientes intermediários entre aos que dão origem aos travertinos e aos que dão origem às tufas.

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ das fácies carbonáticas mostram valores entre -6,5 a -12‰. Os valores mais negativos foram observados na fácies Ccc, indicando que essa fácies, que ocorre entre as fraturas extencionais, se formou a partir de um fluido com uma menor taxa de evaporação que as demais fácies. Já a fácies Clo, possui os valores de $\delta^{18}\text{O}$ menos

negativos, mostrando que essa fácies se forma a partir do escoamento mais superficial do fluido hidrotermal, possuindo uma maior taxa de evaporação. A fácies Tc obteve valores de $\delta^{18}O$ similares ao da fácies Ccc, podendo indicar a rápida precipitação a partir do fluido do Poço Ferveadeira.

4.4.6 Amostras de água/gás vs Amostras de rocha

Os dados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ de todas as amostras coletadas (água, gás e rocha) foram plotados no gráfico da Figura 4.57. Neste gráfico é possível observar que as amostras plotam ao longo de 3 trends, quanto aos dados de $\delta^{13}C$: i) Amostras de água coletadas no topo da Serra de Santana; ii) Amostras de água coletadas no embasamento constituído pela formação Jucurutu e pelo Complexo Caicó; e iii) Amostras de rocha coletadas na Grota da Ferveadeira.

As amostras de rocha possuem o $\delta^{13}C$ mais positivo devido a uma maior taxa de degaseificação durante os processos de precipitação. Desta forma, é possível observar que as amostras de precipitados carbonáticos e água carbonatadas que ocorrem na Grota da Ferveadeira, estão relacionados com os mármore e skarns da Formação Jucurutu, pois possuem um mesmo trend de $\delta^{13}C$.

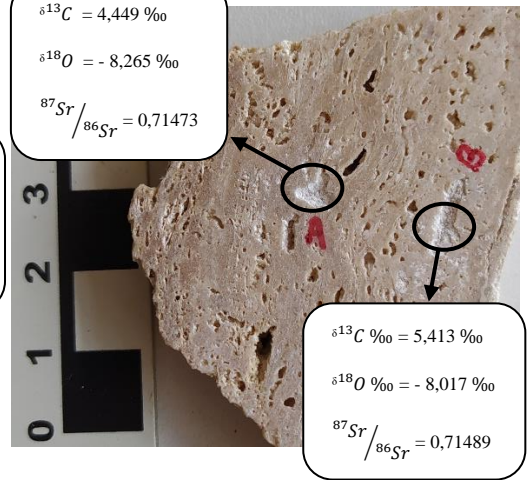
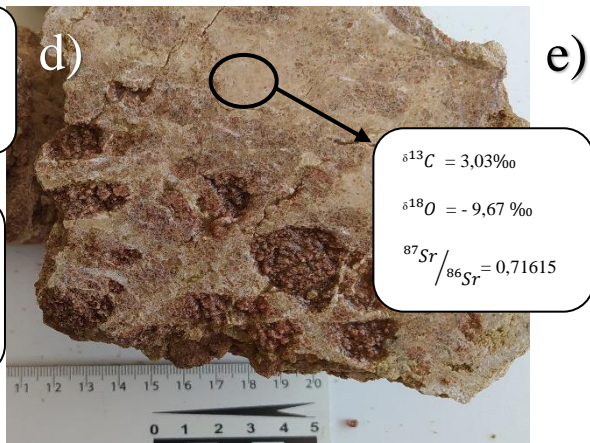
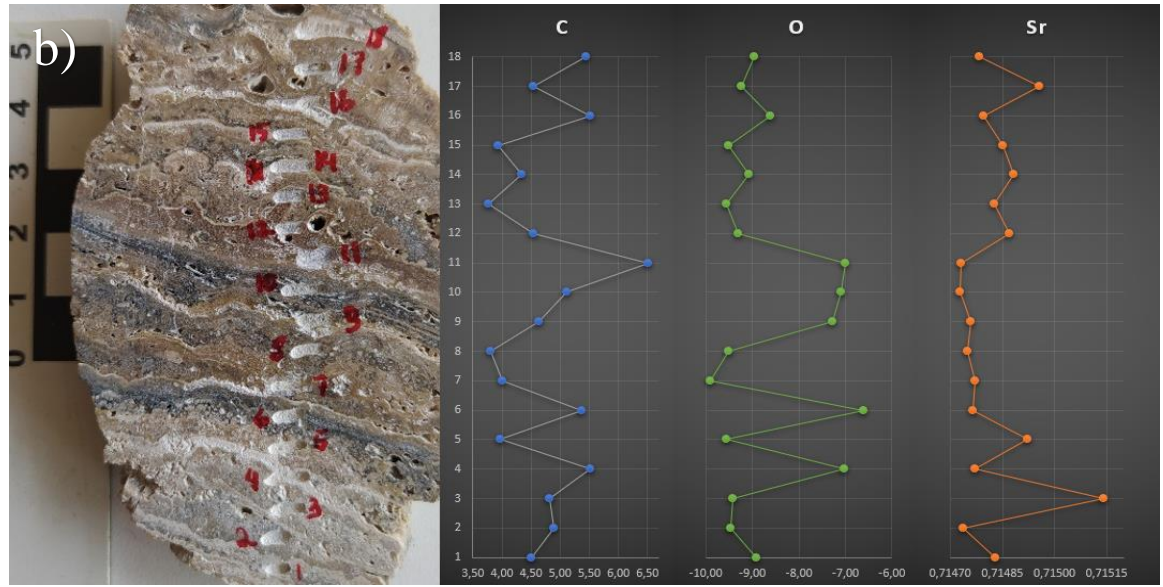
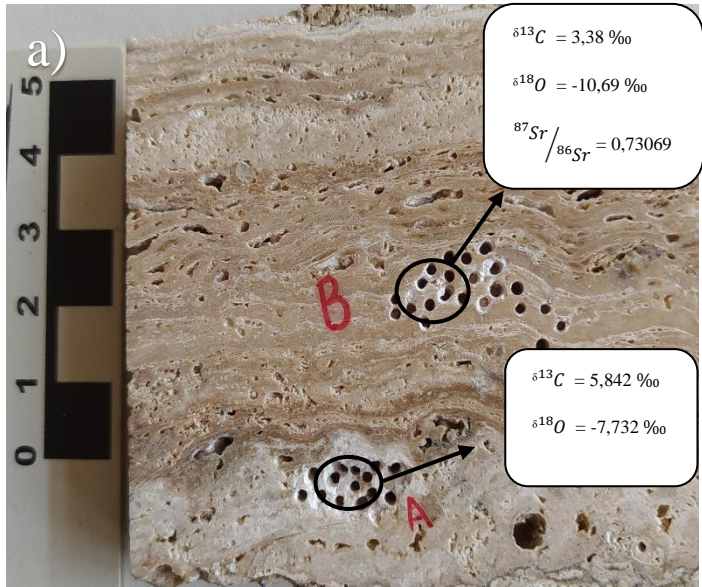
Tabela 4-3: Resultado das análises químicas realizadas para as amostras de água. ld = Limite de detecção do equipamento.

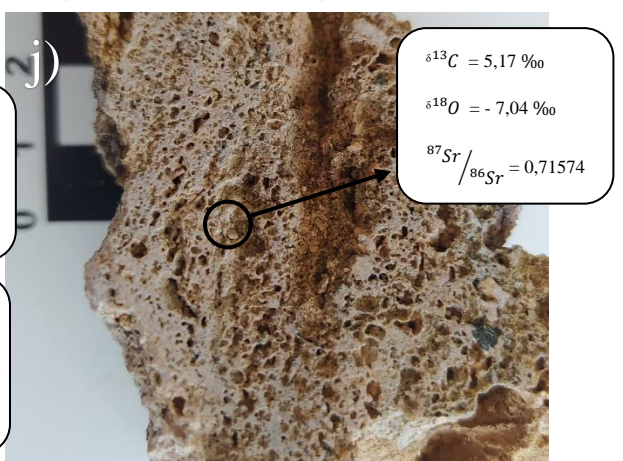
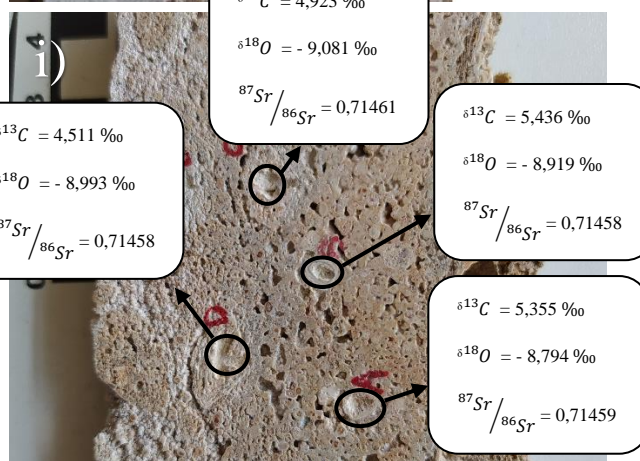
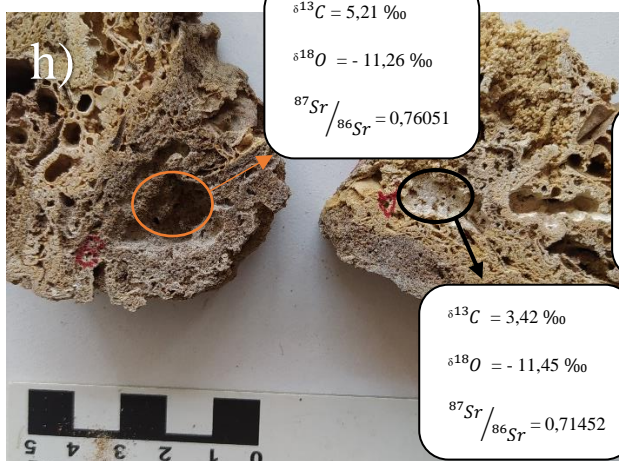
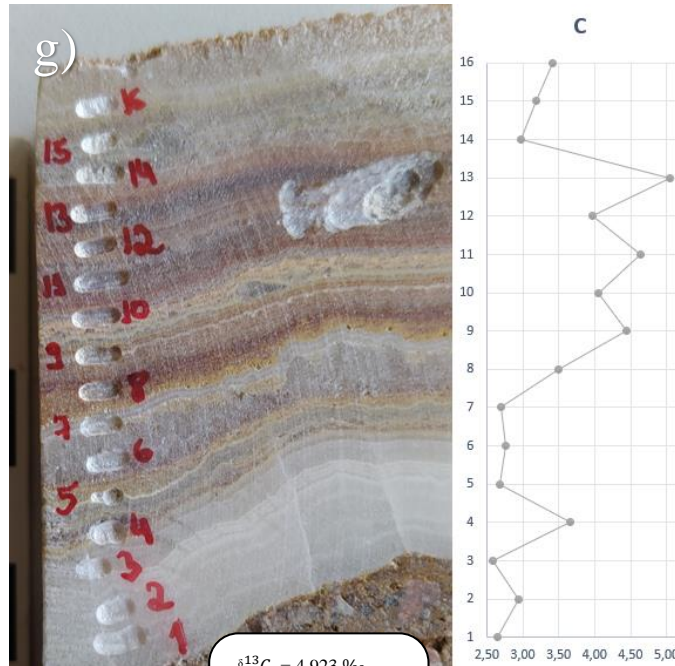
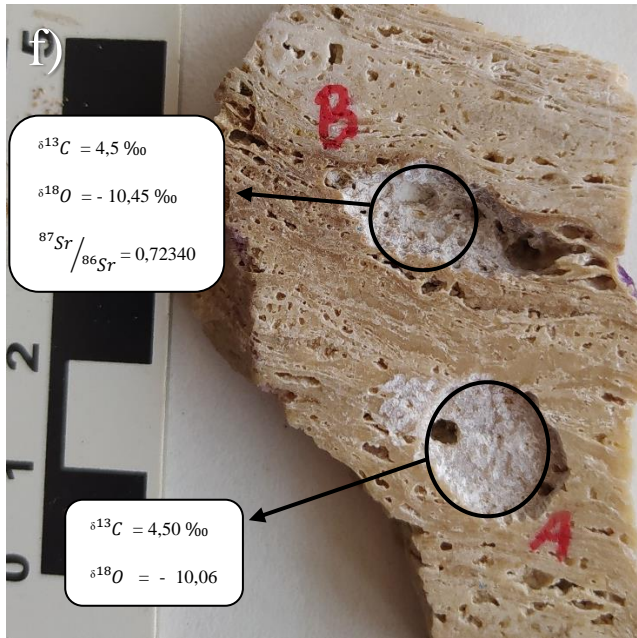
Amostra	Al (ppm)	As (ppm)	Ca (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Fe (ppm)
ponto 20	0,030	0,029	376,0277	LD	LD	LD	ld	ld
fazenda taua	65,9849	0,022	125,3335	LD	0,015	0,014	0,016	0,258
lagoa de tote	26,9014	LD	109,6406	LD	0,012	0,012	ld	0,507
galeria feijão	0,112	LD	388,8586	LD	0,010	LD	ld	0,102
lagoa do dedé	0,086	LD	131,7239	LD	LD	LD	ld	0,240
poço ferv	0,020	LD	434,7671	LD	LD	LD	ld	ld
olho d'água azedo	0,020	0,028	313,2624	LD	LD	LD	ld	2,494
cacimbão bodó	0,023	LD	342,2458	LD	LD	LD	ld	0,022
poço João Braz	9,580	LD	130,9203	LD	0,015	0,021	0,031	0,275
lagoa do Marcelo	9,550	0,018	367,9393	LD	0,016	LD	ld	10,908
poço do Marcelo	8,591	LD	210,9881	LD	0,026	0,020	0,111	24,473
LD	0,01	0,01	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01

Amostra	K (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Mo (ppm)	Na (ppm)	Ni (ppm)	P (ppm)	Pb (ppm)
ponto 20	32,7181	212,0802	0,195	ld	236,1242	0,020	ld	ld
fazenda taua	69,6663	202,8201	0,895	ld	2044,7968	0,027	ld	ld
lagoa de tote	69,9706	165,0891	0,920	ld	1370,4042	0,029	ld	ld
galeria feijão	40,3123	112,2391	2,343	0,011	496,0895	0,035	ld	ld
lagoa do dedé	65,1399	141,3878	1,110	ld	1119,4736	ld	ld	ld
poço ferv	38,5366	214,5598	0,042	ld	241,7132	ld	ld	ld
olho d'água azedo	21,4229	81,5096	0,246	ld	209,0909	ld	ld	ld
cacimbão bodó	31,4532	130,6125	0,561	0,212	701,2424	0,021	ld	ld

poço João Braz	63,553	204,2854	0,695	ld	1029,7897	0,040	ld	ld
lagoa do Marcelo	116,8863	297,1536	1,732	ld	3002,4537	0,024	ld	ld
poço do Marcelo	105,774	304,5395	1,924	ld	2303,4683	0,049	ld	0,010
LD	0,035	0,01	0,005	0,005	0,02	0,005	0,03	0,005

Amostra	Si (ppm)	Sr (ppm)	Ti (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	Zr (ppm)	Li (ppm)
ponto 20	67,5699	1,468	ld	ld	0,016	ld	0,524
fazenda taua	9,257	2,0558	ld	0,003	0,114	ld	0,042
lagoa de tote	13,557	1,534	ld	0,003	0,113	ld	0,039
galeria feijão	33,8332	1,682	ld	ld	0,060	ld	0,655
lagoa do dedé	3,216	1,631	ld	ld	0,033	ld	0,029
poço ferv	68,1913	2,5666	ld	ld	0,007	ld	0,681
olho d'água azedo	70,4688	1,034	ld	ld	0,063	ld	0,398
cacimbão bodó	45,9459	1,9592	ld	ld	0,744	ld	0,528
poço João Braz	25,0468	1,256	ld	0,008	0,247	ld	0,073
lagoa do Marcelo	3,614	3,964	ld	0,003	0,077	ld	0,072
poço do Marcelo	19,9933	2,7136	ld	0,034	0,123	ld	0,089
LD	0,02	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001





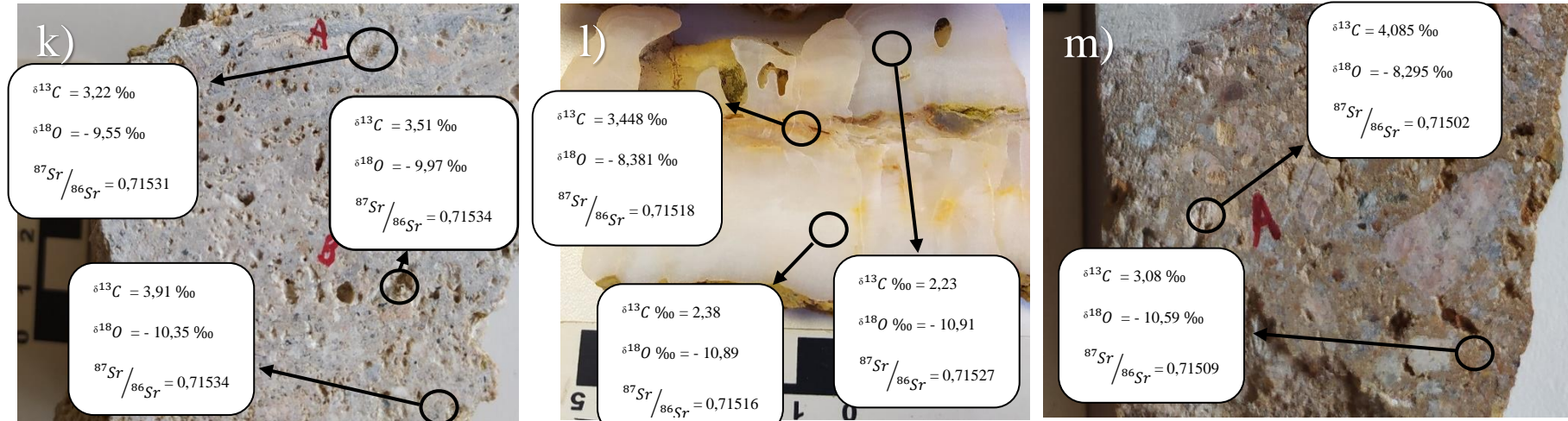


Figura 4.54: Resultado das análises isotópicas, com destaque para o seu ponto de coleta. Amostras: a) 10A; b) 10B; c) 12; d) 12-4; e) 15; f) 16; g) 12-1 superior; h) 17; i) 18; j) FERV-07; k) FERV-08; l) FERV-09; m) 12-1 inferior

Tabela 4-4: Resultado das aliquotas analisadas da amostra 10B

Amostra 10B	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Amostra 10B	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	4,51	-8,90	0,71483	10	5,107	-7,087	0,71473
2	4,89	-9,47	0,71474	11	6,506	-7,009	0,71473
3	4,82	-9,41	0,71514	12	4,54	-9,31	0,71487
4	5,512	-7,023	0,71477	13	3,76	-9,55	0,71483
5	3,97	-9,56	0,71492	14	4,34	-9,07	0,71488
6	5,366	-6,603	0,71476	15	3,94	-9,51	0,71485
7	4,02	-9,91	0,71477	16	5,51	-8,62	0,71480
8	3,80	-9,52	0,71475	17	4,53	-9,24	0,71495
9	4,642	-7,280	0,71476	18	5,44	-8,96	0,71478

Tabela 4-5: Resultado das aliquotas analisadas da amostra 12-1 superior

Amostra 12-1 sup.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Amostra 12-1 sup.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	2,66	-11,37	0,71480	9	4,436	-9,149	0,71454
2	2,94	-10,83	0,71567	10	4,059	-9,695	0,71455
3	2,58	-11,54	0,71542	11	4,642	-9,578	0,71450
4	3,659	-9,356	0,71615	12	3,97	-11,50	0,71449
5	2,68	-11,58	0,71568	13	5,048	-9,543	0,71452
6	2,77	-11,72	0,71520	14	2,98	-11,60	0,71459
7	2,69	-11,35	0,71469	15	3,18	-12,06	0,71457
8	3,49	-11,62	0,71452	16	3,42	-12,12	0,71448

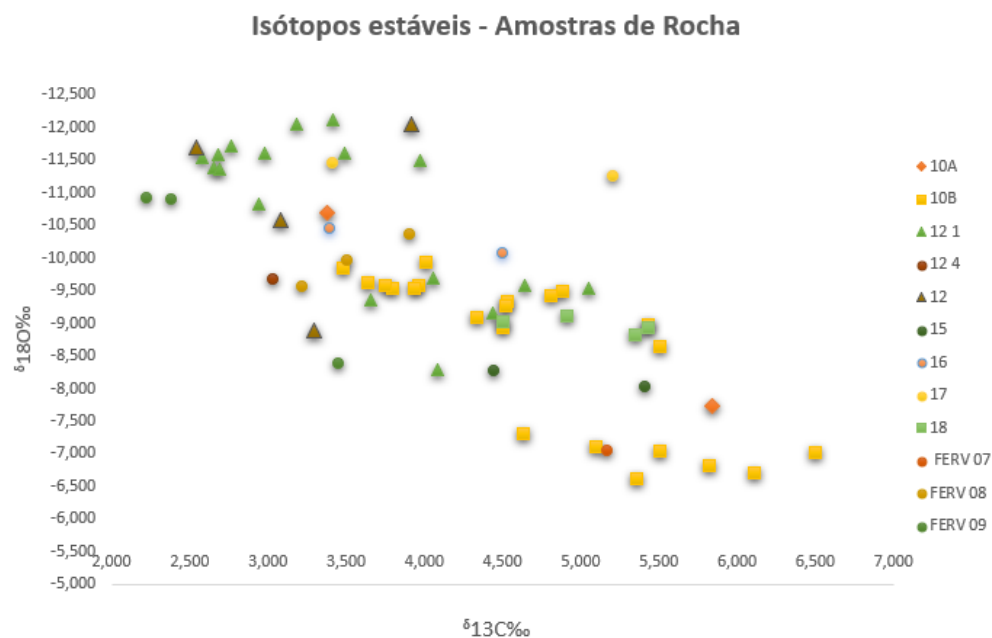


Figura 4.55: Gráfico isótopos estáveis das amostras de rocha

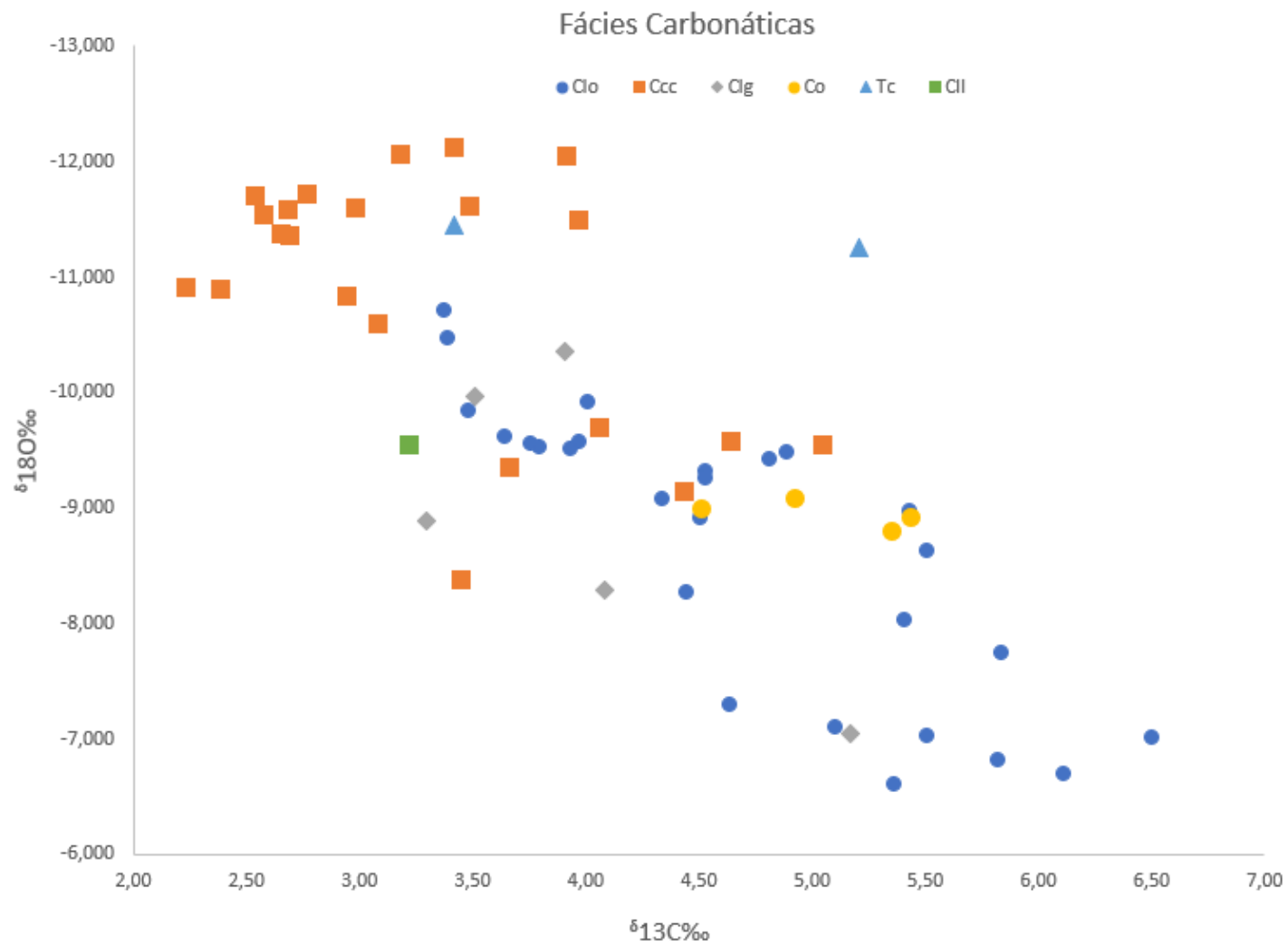


Figura 4.56: Gráfico isotópos estáveis das fácies carbonáticas obtidas

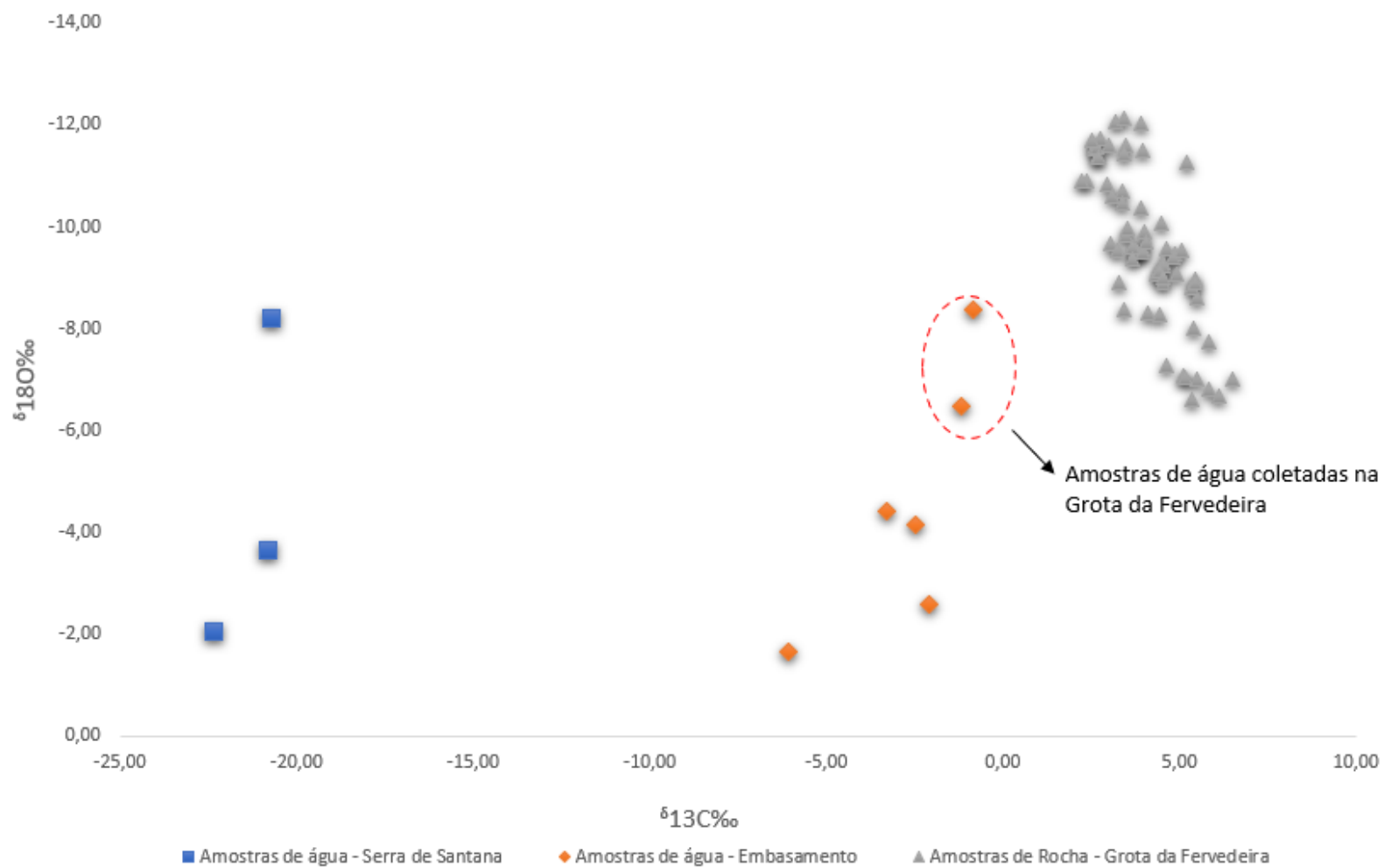


Figura 4.57: Gráfico $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das amostras de água, gás e rocha.

5. Considerações Finais

A área da Grota da Ferveadeira ocorre ao longo de uma falha transcorrente sinistral que corta o embasamento cristalino, que na área é constituído pelo ortognaisse do Complexo Caicó. O embasamento é capeado pelos arenitos da Formação Serra do Martins, que ocorrem no topo da Serra de Santana, atingindo cotas médias de cerca de 700 m. O embasamento cristalino na área ocorre migmatizado e extremamente fraturado, possuindo afloramentos em cotas de 650 m.

Os dados estruturais observados e descritos em literatura sobre a área, reforçam o soerguimento desse embasamento causado por um domeamento térmico. A fonte desse domeamento térmico, é sugerida por Menezes (1999) como uma fonte térmica em profundidade, associada com o vulcanismo Macau. Esse domeamento também é evidenciado por dados geofísicos em outras porções do estado do Rio Grande do Norte. Além disso, também foi constatado em campo que os mármorees da Formação Jucurutu que ocorrem a NE da Serra de Santana, mergulham para a direção da serra. Isso pode indicar que a Formação Jucurutu ocorre estratigraficamente entre o Complexo Caicó e a Formação Serra do Martins.

A relação dos marmóres da Formação Jucurutu com os carbonatos do Recente que ocorrem na Grota da Ferveadeira, ficou evidenciada pelos dados isotópicos, mostrando que o sistema hidrotermal ativo que ocorre na Grota da Ferveadeira, é o mesmo que provoca emanções de gás carbônico e águas carbonatadas na Mina Bodó.

A origem desse sistema provavelmente esta relacionada com a interação dos skarns e mármorees da Formação Jucurutu com a intrusão alcalina do Vulcanismo Macau. A intrusão do magmatismo Macau no Complexo Caicó, teria originado um sistema complexo de fraturamentos extensionais, o qual permite a circulação de fluídos hidrotermais carbonatados entre a Formação Jucurutu e o sistema que se desenvolve no Ferveadeira. As temperaturas e o baixo volume de fluídos presentes atualmente na Grota da Ferveadeira, podem indicar um resfriamento da fonte termal, porém é necessário que se desenvolvam mais estudos na área com o objetivo de entender o sistema hidrotermal da Ferveadeira

6. Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Províncias estruturais Brasileiras**. Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande (PB),1977.
- Almeida, F.F.M.; Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 16(4), pg. 325-349, 1986.
- Beltrão, B. A.; Rocha, D. E. G. A.; Mascarenhas, J. C.; Junior, L. C. S.; Pires, S. T. M.; Carvalho, V. G. D.; **DIAGNÓSTICO DO MUNICÍPIO DE BODÓ; PROJETO CADASTRO DE FONTES DE ABASTECIMENTO POR ÁGUA SUBTERRÂNEA ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE (2005)**.
- Braga, P. F. A.; Sampaio, J. A.; Rochas e Minerais Industriais – CETEM. 2º Edição, 2008.
- Capezzuoli, E., Gandin, A., & Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, 61(1), 1–21. <https://doi.org/10.1111/sed.12075>
- Campbell, K.A.; Guido, D.M.; Gautret, P.; Foucher, F.; Ramboz, C.; Westall, F.; Geyselite in hot-spring siliceous sinter: Window on Earth's hottest terrestrial (paleo) environment and its extreme life; *Earth-Science Reviews*, 148, 44-64 (2015)
- Claes, H., Soete, J., Van Noten, K., El Desouky, H., Erthal, M. M., Vanhaecke, F., Özkul, M., & Swennen, R. (2015). Sedimentology, three-dimensional geobody reconstruction and carbon dioxide origin of pleistocene travertine deposits in the Ballık area (South-west Turkey). *Sedimentology*, 62(5), 1408–1445. <https://doi.org/10.1111/sed.12188>
- Chafetz, Henry S., Folk, Robert L., (1984). TRAVERTINES: DEPOSITIONAL MORPHOLOGY AND THE BACTERIALLY CONSTRUCTED CONSTITUENTS. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1), 289-316 (1984).
- Chafetz, Henry & Guidry, Sean. (2011). Deposition and diagenesis of Mammoth Hot Springs Travertine, Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 40. 1515-1529. 10.1139/e03-051.

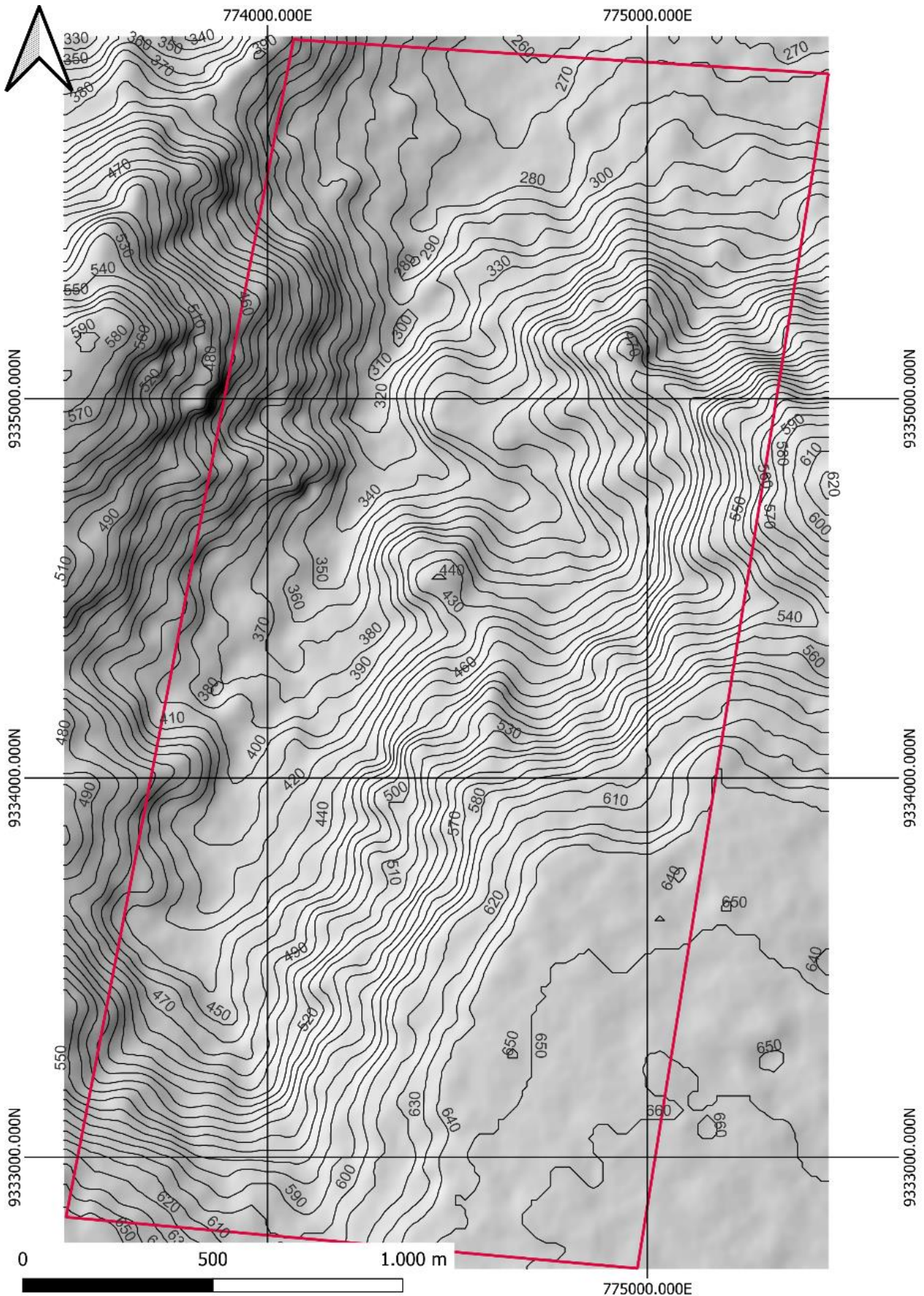
- Cunha, R.B. (2015), Isótopos de Sr, C e O dos carbonatos das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré: Implicações para a idade deposicional e reconstrução paleoambiental da bacia Bambuí. Dissertação – IGEO/UFRS, 2015 [92 f.] il.
- Corrêa, R. De S.; A província Scheelitífera Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil: Metalogenia e Implicações Geotectônicas; Tese de Doutorado N° 156 – UnB (2019)
- Costa, A. P. da; Dantas, A. R.; Geologia e Recursos Minerais da folha Lajes SB.24-X-D-VI; Programa Geologia do Brasil – CPRM (2018).
- Diniz M. T. M., Oliveira G. P. de, Maia R. P. and Ferreira B. (2017) MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DO ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE. *Rev. Bras. Geomorfol.* **18**.
- Egon T. Degens, Chapter 5 Stable Isotope Distribution in Carbonates, *Developments in Sedimentology*, Elsevier, Volume 9, Part B, 1967, Pages 193-208, [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)71032-X](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)71032-X).
- Espectrometria de Massa. Geocronologia LEGGA - Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais. Disponível em: http://legga.unb.br/index.php?option=com_content&view=article&id=49&Itemid=707>. Acesso em: 15 de Set. de 2021.
- Ford, T. D., & Pedley, H. M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, *41*(3–4), 117–175. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(96\)00030-x](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(96)00030-x)
- Ganade de Araújo, C.E.; Evolução tectônica da margem ativa neoproterozóica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil). Tese de Doutorado-USP, 2014.
- Guidry, S.A.; Chafetz, H.S.; Anatomy of siliceous hot springs: examples from Yellowstone National Park, Wyoming, USA; *Sedimentary Geology* *157*, 71-106 (2003)
- Guido, D. M.; Campbell, K. A.; Diverse subaerial and sublacustrine hot spring settings of the Cerro Negro epithermal system (Jurassic, Deseado Massif), Patagonia, Argentina; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 229-230, 1-12 (2012)
- Holden, P. A., & Fierer, N. (2005). *VADOSE ZONE / Microbial Ecology. Encyclopedia of Soils in the Environment*, 216–224. doi:10.1016/b0-12-348530-4/00172-7

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. 2012. *Geologia do Brasil*. Beca: São Paulo, pg. 260-261.
- JARDIM DE SÁ, E. F. A faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira / Pan-Africana. Brasília, 1994. 803p. 2 mapas (Tese de Doutorado, 3) Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994.
- Jardim de Sá, E. F.; Legrand, J. M., Galindo, A. C.; Sá, J. M.; Hackpacher, P. C.; Granitogênese Brasileira no Seridó: O Maciço de Acari (RN); Revista Brasileira de Geociências, Vol. 16 (1): 95-105, 1986.
- Liu, H., Zhou, X., Zhang, Y., Wang, M., Tan, M., Hai, K., Yu, M., Huo, D., (2019). Hydrochemical characteristics of travertine-depositing hot springs in western of Yunnan , China. *Quaternary International*, July, 0-1. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.10.003>
- Lopez, B., Camoin, G., Özkul, M., Swennen, R., & Virgone, A. (2017). Sedimentology of coexisting travertine and tufa deposits in a mounded geothermal spring carbonate system, Obruktepe, Turkey. *Sedimentology*, 64(4), 903–931. <https://doi.org/10.1111/sed.12284>
- Mineralogy of carbonates; Neomorphism. *Geological Digressions*, 2019. Disponível em: < <https://www.geological-digressions.com/mineralogy-of-carbonates-neomorphism/>>. Acesso em: 12 de Set. de 2021.
- Menezes, M. R. F. de; Estudos Sedimentológicos e o Contexto Estrutural da Formação Serra do Martins, nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana/ RN; Dissertação de Mestrado - UFRN (1999).
- Moore, C. H., & Wade, W. J. (2013). Carbonate diagenesis: Introduction and tools. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 67, pp. 67–89). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53831-4.00005-7>
- MEV (scanning electron microscopy) – QUANTA 450 – FEI. LEGGA - Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais. Disponível em: <http://legga.unb.br/index.php?option=com_content&view=article&id=54&Itemid=709>. Acesso em: 20 de Set. de 2021.
- Medeiros, V.C. de; Dantas, E. P.; Geologia e Recursos Minerais da folha Currais Novos SB-24-Z-B-II, escala 1:100.000; Projeto Geologia do Brasil-CPRM (2015)

- NASCIMENTO, M. A. L. do et al. Geochemical Signature of the Brasiliano-Age Plutonism in the Seridó Belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil) *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.30, n.1, p.61-164, mar. 2000.
- Nascimento, R. S. C. Do; Químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aplicada à mármores da Faixa Seridó, Província Borborema, NE do Brasil: Implicações Geotectônicas e Paleoambientais; Tese de Doutorado – UFRN, 2002
- Ohmoto, H. & Rye, R. O. (1979). Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, John Wiley & Sons, p. 509-567
- Paiva, H. S., Caracterização Geológica e Petrografia de corpos vulcânicos cenozóicos na região de Lajes a Pedro Avelino – RN, Monografia de Graduação - UFRN
- Rodríguez-Berriguete, Á. (2020). Early diagenetic features in Holocene travertine and tufa from a volcanic setting (Azuaje, Gran Canaria, Spain). *Facies*, 66(3), 1–16. <https://doi.org/10.1007/s10347-020-00602-z>
- Rodrigues, K. C., Caracterização petrográfica dos “carbonatos” laminados do Membro Crato, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Monografia – IGEO/UFRS – Porto Alegre, RS-BR, 2015 [167 f.] il.
- Silva, A.L. (2013), CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X E DETERMINAÇÃO DE TERRAS RARAS POR ICP-MS DE ROCHAS DA REGIÃO SUL DA BAHIA. Dissertação – UFMG, Escola de engenharia, 2013.
- Silveira, F.V; Magmatismo Cenozóico da Porção Central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil; Tese de Doutorado-UFRN (2006).
- Tucker, M. E., Wright, V. P., & Dickson, J. A. D. (2009). Carbonate Sedimentology. In *Carbonate Sedimentology*. <https://doi.org/10.1002/9781444314175>
- Tonietto, Sandra Nélis. (2010). Diagênese e hidrotermalismo em rochas carbonáticas proterozóicas: Grupos Bambuí e Vazante, Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Trindade, I. R.; Análise do comportamento dos isótopos radiogênicos durante os processos de migmatização; Tese de doutorado- UNESP, 2004
- Viles, H. A., & Goudie, A. S. (1990). *Tufas, travertines and allied carbonate deposits*.

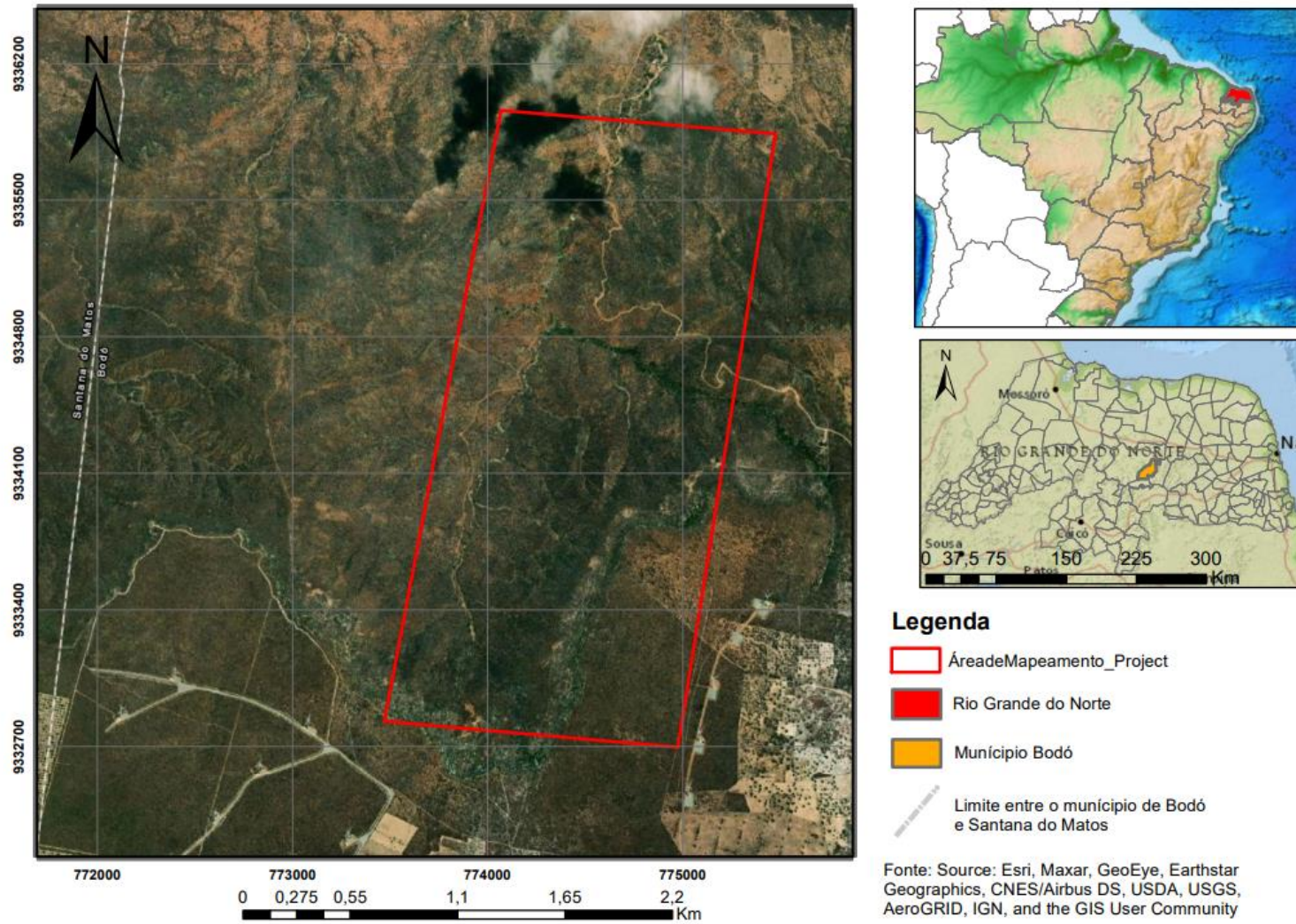
- Vonhof, HB, de Graaf, S, Spero, HJ, et al. High-precision stable isotope analysis of <math><5 \mu\text{g}</math> CaCO_3 samples by continuous-flow mass spectrometry. *Rapid Commun Mass Spectrom.* 2020; 34:e8878. <https://doi.org/10.1002/rcm.8878>
- Woodhead, J., Swearer, S., Hergt, J., & Maas, R. (2005). *In situ Sr-isotope analysis of carbonates by LA-MC-ICP-MS: interference corrections, high spatial resolution and an example from otolith studies.* *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 20(1), 22. doi:10.1039/b412730g
- White, W. M.; *Geochemistry* – 1^o edição, 2011.

ANEXO I - RELEVO



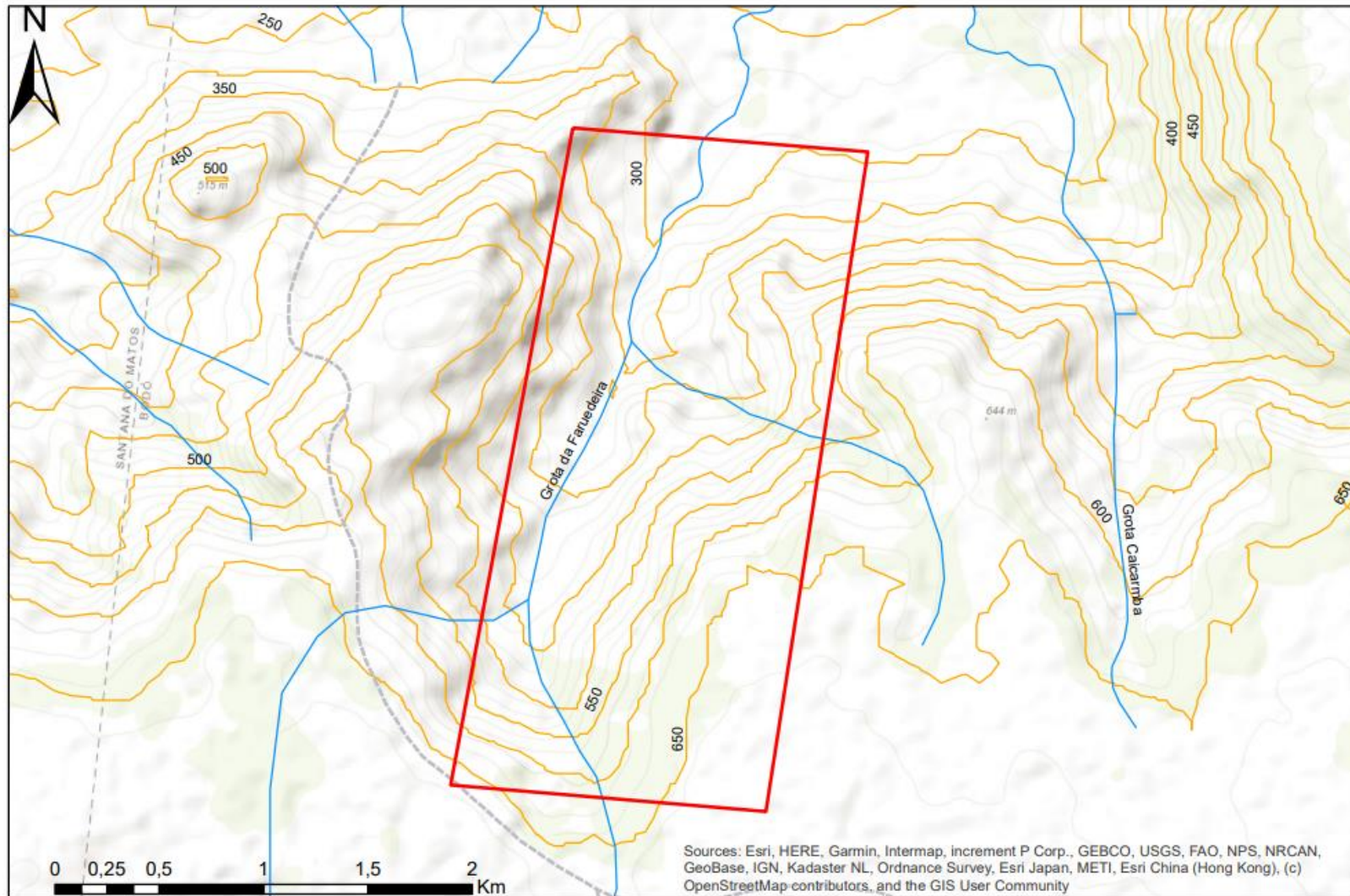
ANEXO II – LOCALIZAÇÃO

Mapa de localização - Área Grota da Ferveadeira, Bodó (RN)

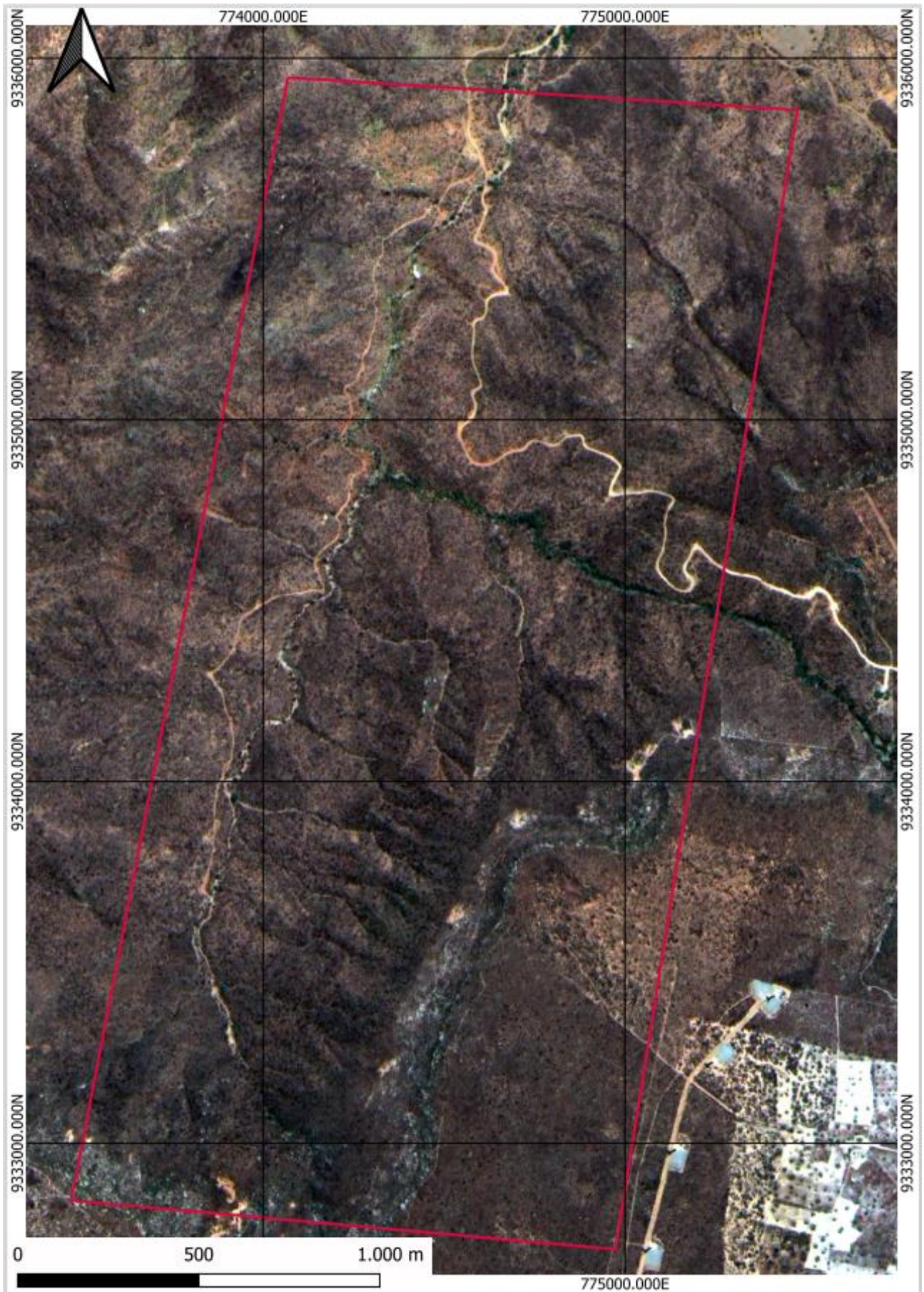


ANEXO III – MAPA BASE

Mapa Base - Área Grota da Ferveadeira



ANEXO IV – ÁREA DE ESTUDIO



ANEXO V – VIAS DE ACESSO

