



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Mateus Souza da Silva

**USO DE MEDIDAS DIGITAIS RGB EM FITOCLASTOS NA CARACTERIZAÇÃO
DA INFLUÊNCIA TÉRMICA DAS INTRUSIVAS ÍGNEAS (GRUPO SERRA GERAL)
NOS SILTITOS DA FORMAÇÃO TACIBA, ITAIÓPOLIS, SC**

Florianópolis

2020

Mateus Souza da Silva

**USO DE MEDIDAS DIGITAIS RGB EM FITOCLASTOS NA CARACTERIZAÇÃO
DA INFLUÊNCIA TÉRMICA DAS INTRUSIVAS ÍGNEAS (GRUPO SERRA GERAL)
NOS SILTITOS DA FORMAÇÃO TACIBA, ITAIÓPOLIS, SC**

Trabalho Conclusão do Curso de Graduação em Geologia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.
Orientador: Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.
Coorientador: Lucas Del Mouro, Dr.

Florianópolis

2020

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Silva, Mateus Souza da
Uso de medidas digitais RGB em fitoclastos na
caracterização da influência térmicas das intrusivas ígneas
(Grupo Serra Geral) nos siltitos da Formação Taciba,
Itaiópolis, SC / Mateus Souza da Silva ; orientador, Breno
Leitão Waichel, coorientador, Lucas Del Mouro, 2020.
109 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia,
Florianópolis, 2020.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Auréola de contato. 3. Fitoclasto. 4.
Bacia do Paraná. I. Waichel, Breno Leitão. II. Mouro,
Lucas Del. III. Universidade Federal de Santa Catarina.
Graduação em Geologia. IV. Título.

Mateus Souza da Silva

**USO DE MEDIDAS DIGITAIS RGB EM FITOCLASTOS NA CARACTERIZAÇÃO
DA INFLUÊNCIA TÉRMICA DAS INTRUSIVAS ÍGNEAS (GRUPO SERRA GERAL)
NOS SILTITOS DA FORMAÇÃO TACIBA, ITAIÓPOLIS, SC**

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia.

Florianópolis, 04 de dezembro de 2020.



Documento assinado digitalmente
Neivaldo Araujo de Castro
Data: 16/12/2020 17:57:46-0300
CPF: 733.324.459-87

Prof. Neivaldo Araújo de Castro, Dr.
Coordenador do Curso de Graduação em Geologia

Banca Examinadora:



Documento assinado digitalmente
Breno Leitao Waichel
Data: 16/12/2020 15:26:28-0300
CPF: 675.202.350-68

Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.
Orientador
Universidade Federal de Santa Catarina



Documento assinado digitalmente
Luana Moreira Florisbal
Data: 16/12/2020 11:16:25-0300
CPF: 003.477.040-26

Profa. Luana Moreira Florisbal, Dra.
Avaliadora
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Marcelo de Araujo Carvalho, Dr.
Avaliador
Museu Nacional – Universidade Federal do Rio de Janeiro

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço os meus pais que sempre me incentivaram e me forneceram todo o suporte para a minha educação. Obrigado por sempre acreditarem em mim.

Agradeço a minha companheira e melhor amiga Gabriela por todo carinho e apoio nesses 11 anos que estamos juntos.

Agradeço meus orientadores e amigos Breno L. Waichel e Lucas Del Mouro, por terem me acolhido no laboratório, e por todo o conhecimento compartilhado nos últimos anos.

À Gabriela Bonet por me incentivar e ajudar a escolher os melhores caminhos.

Aos amigos e companheiros de Al-Jazida que fizeram estes últimos anos serem os melhores da minha vida. Obrigado Antônio Marcon, Lucas Debatin, Douglas Briske, Felipe Manfredini e Antonio Cosme.

Agradeço aos amigos, Antônio, Douglas, Luiza, João Pedro, Stefany, Giovana e Regiane, do Laboratório de Geoquímica pelas conversas e cafés.

À banca examinadora pela disponibilidade em avaliar este trabalho.

Agradeço a equipe do Centro Paleontológico da Universidade do Contestado, em especial o Seu Wilson pelo apoio logístico nas etapas de campo.

Agradeço o Prof. Paulo Alves de Souza e toda equipe do Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo suporte na preparação química das amostras.

À equipe do LAMEB-UFSC, em especial Chirle, Laise e Emily, pelo auxílio no uso dos microscópios.

Agradeço o Programa de Formação de Recursos Humanos da Petrobras – PFRH PB 240 pelo financiamento da pesquisa.

Agradeço a Universidade Federal de Santa Catarina que tem sido minha segunda casa de 2008. Um obrigado especial a todos os trabalhadores da UFSC que a fazem um centro de excelência.

“It is sometimes said that science has nothing to do with morality. This is wrong. Science is the search for truth, the effort to understand the world; it involves the rejection of bias, of dogma, of revelation, but not the rejection of morality.”

Linus Carl Pauling

RESUMO

A crescente exploração de sistemas petrolíferos não convencionais, tem mostrado a necessidade de uma melhor compreensão do papel das intrusões ígneas na geração de hidrocarbonetos. Sabe-se que a atividade magmática em bacias sedimentares pode promover a maturação da matéria orgânica contida nas rochas geradoras, em especial nas auréolas de contato de soleiras de composição básica, caracterizando um cenário de geração atípico. Um dos fatores chave para o entendimento desse processo, é a determinação da espessura da auréola de contato. Uma das maneiras de se medir é por meio do estudo da matéria orgânica sedimentar preservada nas rochas encaixantes, valendo-se das técnicas de microscopia de luz transmitida há muito utilizadas para a determinação do estágio de maturação de rochas geradoras. No entanto, muitas das técnicas dependem da percepção de cor do olho humano, ou não são aplicáveis em sequências sedimentares com baixo conteúdo de palinomorfos. Assim, este trabalho de conclusão de curso traz a proposição do Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos (IEF), que constitui uma técnica alternativa na caracterização do estágio termal de sequências sedimentares com baixa abundância de palinomorfos. Neste cenário a região de Itaiópolis, Santa Catarina, se destaca pela ocorrência de soleiras de composição básica do Grupo Serra Geral ao longo do contato entre as formações Taciba (Grupo Itararé) e Rio Bonito (Grupo Guatá). O afloramento estudado, "José Guelbeck", está localizado em uma pequena propriedade da zona rural do município de Itaiópolis. Trata-se de uma pedreira desativada com cerca de 15 metros de extensão lateral e 10 metros de espessura. É composto na base por siltitos laminados do Membro Rio do Sul, Formação Taciba, Grupo Itararé (4,5 m de espessura) sotopostos por uma soleira de diabásio do Grupo Serra Geral com cerca de 5 metros de espessura. Ao todo foram analisados 135 fitoclastos não opacos, sendo 15 em cada uma das nove amostras do siltito, coletadas em intervalos de 50 cm a partir do contato com a soleira. Foram observados os caracteres morfológicos e de preservação, cor e aspecto (fosco ou brilhoso), assim como foram calculados seus respectivos valores de IEF. A espessura da auréola de contato foi interpretada como sendo de 2,5 metros, tendo seu limite inferior marcado pelo início do Domínio Fosco e pelo início da tendência de aumento do IEF. Além disso, o IEF mostrou que a zona de maior influência térmica da soleira abrange os 50 cm do siltito que estão imediatamente abaixo do contato.

Palavras-chave: 1. Auréola de contato. 2. Fitoclasto 3. Bacia do Paraná.

ABSTRACT

The recent increase in the exploration of unconventional petroleum systems has shown the need for a better understanding of the role of igneous intrusions in the generation of hydrocarbons. It is well known, that the magmatic activity in sedimentary basins can play an important role in the maturation of the organic matter contained in the source rocks, mainly in the contact around basic sills, characterizing an atypical generation scenario. One of the key factors for understanding this process is determining the thickness of the contact aureole. It can be measured through the study of the sedimentary organic matter preserved in the sedimentary rocks, using the transmitted white light microscopy techniques long used to determine the stage of maturation of source rocks. However, most of the techniques rely on the color perception of the human eye or are not applicable in sedimentary sequences with low palynomorph content. Thus, this research proposes the Non-Opaque Phytoclast Darkness Index (IEF) as an alternative technique in the characterization of the thermal stage of sedimentary sequences, which has low palynomorph abundance. In this scenario, the region of Itaiópolis, Santa Catarina, stands out for the occurrence of basic sills of the Serra Geral Group along the contact between the Taciba Formation (Itararé Group) and Rio Bonito formation (Guatá Group). The studied outcrop, "José Guelbeck", is located on a small property in the rural area of Itaiópolis. The outcrop has about 15 meters long and 10 meters thick. Being composed at the base by laminated siltstones of the Rio do Sul Member, Taciba Formation, Gr. Itararé (4.5 m thick) overlaid by a diabase sill of the Serra Geral Group with about 5 meters thick. In total, 135 non-opaque phytoclasts were analyzed, 15 in each of the 9 samples of the siltstone, collected at 50 cm intervals starting at the contact with the sill. Morphological and preservation characters, color and appearance (matte or glossy) were observed, as well as their respective IEF values were calculated. The thickness of the aureole was interpreted as being 2.5 meters, with its lower limit marked by the beginning of the Matte Domain and the beginning of the trend of increasing IEF. In addition, the IEF showed that the zone of greatest thermal influence of the sill covers the 50 cm of siltstone that are immediately below the contact.

Keywords: 1. Contact aureole. 2. Phytoclast. 3. Paraná Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização do afloramento. A) Mapa político da América do Sul com destaque para o Brasil. B) Recorte do mapa político da América do Sul com destaque da Bacia do Paraná e área de estudo. C) Mapa geológico simplificado da região.	22
Figura 2. Dois principais ciclos do Carbono Orgânico na Terra.....	24
Figura 3. Exemplos de fitoclastos opacos. A) Fitoclasto opaco alongado. B) Fitoclasto opaco equidimensional. C) Fitoclasto opaco corroído. Escala = 20µm.....	29
Figura 4. Exemplos de fitoclastos não opacos. A) Fitoclasto não opaco bioestruturado perfurado. B) Fitoclasto não opaco bioestruturado bandado. C) Fitoclasto não opaco bioestruturado listrado. D) Fitoclasto não opaco bioestruturado estriado. E) Fitoclasto não opaco não bioestruturado degradado. F) Fitoclasto não opaco não bioestruturado não degradado. Escala = 20µm.....	30
Figura 5. Estágios da maturação da matéria orgânica. CH: carboidratos. AA: aminoácidos. FA: ácidos fúlvicos. HA: ácidos húmicos. L: lípidios.....	31
Figura 6. Correlação entre os índices propostos a partir de adaptações do TAI.	35
Figura 7. Exemplo de palinomorfos que compõe lâmina guia para ICE.	36
Figura 8. Fluxograma das etapas que compõe o Índice de Escurecimentos de Palinomorfos (PDI), baseado em Goodhue e Clayton (2010).	38
Figura 9. Variação individual das cores RGB e combinações (255, 255, 255) e (0,0,0).....	39
Figura 10. Tendências na alteração da cor de diferentes grupos taxonômicos de palinomorfos com a maturação.	39
Figura 11. Tipos de soleiras. A) Desenhos esquemáticos dos diferentes tipos de soleiras. B) Perfil sísmico do Complexo de Soleiras de Gleipne, Bacia de Vøring, Noruega, exibindo soleiras de diferentes morfologias (PLANKE et al., 2005).....	43
Figura 12. Desenhos esquemáticos mostrando os principais ambientes geológicos onde ocorrem soleiras. A) Vulcões centrais, como em riftes vulcânicos e ilhas oceânicas. B) Bacias sedimentares. C) Crosta inferior.	44
Figura 13. Modelo esquemático de auréola de contato em torno de soleira.....	45
Figura 14. A) Mapa da Bacia do Paraná e suas Supersequências. B) Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná.	48

Figura 15. Mapa geológico simplificado da Província Magmática Paraná-Etendeka. 1) Enxame de diques Ponta Grossa. 2) Enxame de diques Santos-Rio de Janeiro. 3) Enxame de diques Florianópolis. 4) Enxame de diques Paraguai.	52
Figura 16. Exemplo de exposição de soleira do Gr. Serra Geral ao longo do contato entre os grupos Itararé e Guatá. Pedreira Bemara, Itaiópolis, SC.....	54
Figura 17. Afloramento José Guelbeck. A) Soleira. B) Siltito Laminado. C) Foto de detalhe do contato entre a soleira (Grupo Serra Geral) e os siltitos do membro Rio do Sul, Formação Taciba, Grupo Itararé. D) Icnofósseis encontrados no nível 2,5 m do siltito.	55
Figura 18. Seção esquemática do afloramento JB, com descrição detalhada das litologias, estruturas, fósseis e posicionamento das amostras.	56
Figura 19. Fluxograma das etapas utilizadas na preparação das amostras.	58
Figura 20. Fluxograma dos procedimentos que compõe o Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos.....	61
Figura 21. Exemplo de delimitação de ROI. A) Fotomicrografia original do fitoclasto JB1_4,0m_02. B) ROI do fitoclasto JB1_4,0m_02.	63
Figura 22. Exemplo de dados obtidos com uso da ferramenta <i>Color Histogram</i> . Dados referentes ao fitoclasto JB1_4,0m_02.....	63
Figura 23. Exemplo de deslocamento das medidas de tendência central em histogramas assimétricos.	64
Figura 24. Análise IQR para amostra JB-5.	71
Figura 25. Análise IQR para amostra JB-7.	74
Figura 26. Perfil de IEF no afloramento. A média IEF de cada amostra é representada pelo círculo preto, o desvio padrão é representado pela linha pontilhada.	78
Figura 27. Características da auréola de contato no afloramento JB. A) Seção geológica simplificada do afloramento. B) Gráfico IEF x Distância para soleira, com destaque para auréola e suas características. C-K) Fitoclastos correspondentes aos valores centrais de IEF de cada amostra; barra de escala = 20 μ m. C) JB-9. D) JB-8. E) JB-7. F) JB-6. G) JB-5. H) JB-4. I) JB-3. J) JB-2. K) JB-1.....	81

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Classificação do grupo Matéria Orgânica Amorfa baseada nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995).	26
Quadro 2. Classificação do grupo Palinomorfo, baseada nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995).	27
Quadro 3. Classificação do grupo Fitoclasto baseada nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995).	28
Quadro 4. Compilado de índices de maturação da matéria orgânica.	33
Quadro 5. Correlação entre as cartas estratigráficas propostas para o Grupo Itararé.	50
Quadro 6. Lista de amostras e posicionamento em relação a soleira.	57
Quadro 7. Lista de amostras e número de catálogo correspondente.	60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-1.....	67
Tabela 2. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-2.....	68
Tabela 3. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-3.....	69
Tabela 4. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-3.....	70
Tabela 5. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-5. *valor discrepante. ** calculado apenas com os valores consolidados na análise IQR.....	72
Tabela 6. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-6.....	73
Tabela 7. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-7. *valor discrepante. ** calculado apenas com os valores consolidados na análise IQR.....	75
Tabela 8. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-8.....	76
Tabela 9. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-9.....	77

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BP - Bacia do Paraná

CO₂ - Dióxido de carbono

dq - Diferença entre quartis

FIT-NO-NB - Fitoclastos Não Opacos Não Bioestruturados

GSG - Grupo Serra Geral

H - Hidrogênio

HCL - Ácido clorídrico

HF - Ácido fluorídrico

IEF - Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos

IQR - Diferença interquartil

JB - José Gulbeck

JPEG - Joint Photographic Experts Group

LABGEOQ - Laboratório de Geoquímica da Universidade Federal de Santa Catarina

LAMEB - Laboratório Multiusuário de Estudos em Biologia

LIPs - Grandes Províncias Ígneas

LPMMT-IG/UFRGS - Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

MOA - Matéria Orgânica Amorfa

NTSC - National Television System Commite

PDI - Índice de Escurecimento de Palinomorfos

PMPE - Província Magmática Paraná Etendeka

Q1 - Primeiro quartil

Q2 - Segundo quartil

Q3 - Terceiro quartil

Ro% - Reflectância de vitrinita

ROI - Região de interesse

SCI - Índice de Coloração de Esporos

TAI - Índice de Alteração Termal

VIPs - Sistemas de Alimentação Ígneos e Vulcânicos

LISTA DE SÍMBOLOS

μm - micrômetro

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
1.1	OBJETIVOS	20
1.1.1	Objetivo Principal	20
1.1.2	Objetivos Específicos	20
1.2	JUSTIFICATIVA	20
1.3	LOCALIZAÇÃO DO AFLORAMENTO	21
2	REVISÃO CONCEITUAL	23
2.1	MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR	23
2.2	PALINOFÁCIES	25
2.2.1	Fitoclastos	27
2.2.1.1	<i>Fitoclastos opacos</i>	28
2.2.1.2	<i>Fitoclastos não opacos</i>	29
2.3	MATURAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA	30
2.3.1	Diagênese	31
2.3.2	Catagênese	31
2.3.3	Metagênese	32
2.3.4	Metamorfismo	32
2.3.5	Índices de Maturação da M.O	32
2.3.5.1	<i>Reflectância de Vitrinita</i>	34
2.3.5.2	<i>Cor do querogênio</i>	34
2.3.5.3	<i>Índice de Escurecimento de Palinomorfos – PDI</i>	37
2.3.5.3.1	Seleção dos Palinomorfos	39
2.3.5.3.2	Imageamento	40
2.3.5.3.3	Obtenção dos valores RGB e cálculo do PDI	40
2.4	SOLEIRAS	40
2.4.1	Tipos de Soleiras	41
2.4.2	Ocorrência	43

2.4.3	Soleiras em Bacias Sedimentares	44
2.4.4	Auréolas de contato	45
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	47
3.1	BACIA DO PARANÁ.....	47
3.1.1	Supersequência Gondwana I	49
3.1.1.1	<i>Grupo Itararé</i>	49
3.1.1.1.1	Formação Taciba.....	50
3.1.2	Supersequência Gondwana III	51
3.2	PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA (PMPE)	51
3.2.1	Corpos intrusivos associados a PMPE	53
4	MATERIAL E MÉTODO	54
4.1	MATERIAL	54
4.1.1	Afloramento e amostragem	54
4.1.2	Preparação química e montagem das lâminas	57
4.1.2.1	<i>Desagregação Mecânica</i>	58
4.1.2.2	<i>Remoção da Matriz Mineral</i>	58
4.1.2.2.1	Ácido Clorídrico 1	59
4.1.2.2.2	Ácido Fluorídrico.....	59
4.1.2.2.3	Ácido Clorídrico 2	59
4.1.2.3	<i>Peneiramento</i>	59
4.1.2.4	<i>Montagem das Lâminas</i>	59
4.2	MÉTODO.....	60
4.2.1	Identificação e classificação dos fitoclastos	61
4.2.2	Imageamento	62
4.2.3	Obtenção dos valores RGB	62
4.2.4	Cálculo dos valores de IEF	64
4.2.5	Tratamento estatístico	65
5	RESULTADOS	66
5.1	RESULTADOS POR AMOSTRA.....	66

5.1.1	AMOSTRA JB-1.....	66
5.1.2	AMOSTRA JB-2.....	67
5.1.3	AMOSTRA JB-3.....	68
5.1.4	AMOSTRA JB-4.....	69
5.1.5	AMOSTRA JB-5.....	70
5.1.6	AMOSTRA JB-6.....	72
5.1.7	AMOSTRA JB-7.....	73
5.1.8	AMOSTRA JB-8.....	75
5.1.9	AMOSTRA JB-9.....	76
5.2	PERFIL DE IEF NO AFLORAMENTO	77
6	DISCUSSÕES	79
7	CONCLUSÕES	82
	REFERÊNCIAS.....	83
	APÊNDICE A – Estampas dos fitoclastos imageados em cada amostra	89

1 INTRODUÇÃO

A crescente exploração de sistemas petrolíferos não convencionais, vem mostrando a necessidade de uma melhor compreensão do papel das intrusões ígneas na geração de hidrocarbonetos. Sabe-se que a atividade magmática em bacias sedimentares pode incentivar a maturação da matéria orgânica contida nas rochas geradoras, em especial nas auréolas de contato de soleiras de composição básica, caracterizando um cenário de geração atípico de hidrocarbonetos.

A auréola de efeito térmico, ou auréola de contato, pode ser definida como uma área na rocha encaixante onde ocorrem transformações na mineralogia e no conteúdo orgânico em decorrência do calor da intrusão ígnea (AARNES et al., 2010; CIOCCARI; MIZUSAKI, 2019) Uma das maneiras de se medir a auréola de contato é por meio do estudo da matéria orgânica sedimentar (M.O) preservada nas encaixantes de origem sedimentar, valendo-se das técnicas de microscopia de luz transmitida há muito utilizadas para a determinação do estágio de maturação de rochas geradoras.

Durante o processo de maturação termal, o querogênio passa por um processo de aromatização com redução de hidrogênio e oxigênio (TISSOT; WELTE, 1984). Como resultado sua estrutura se torna cada mais ordenada, produzindo uma progressão de cor, apresentando tons mais escuros (TYSON, 1995). O Índice de Alteração Termal (TAI – STAPLIN, 1969) foi o primeiro de muitos esquemas propostos para caracterizar a progressão de cor da maturação do querogênio. O TAI, assim como outras técnicas, é baseado em estimativas visuais da cor de componentes do querogênio. No entanto tais técnicas apresentam problemas, principalmente, por dependerem da percepção de cor do olho humano. Goodhue & Clayton (2010) propuseram o Índice de Escurecimento de Palinomorfos (PDI) como uma maneira de caracterizar quantitativamente a cor dos palinomorfos através de medidas das intensidades das cores vermelho, verde e azul que compõe o sistema RGB.

Apesar da eficiência do PDI, em muitos casos o conteúdo de palinomorfos é escasso, não contínuo ou de difícil identificação. Assim neste trabalho de conclusão de curso os princípios do PDI foram aplicados para a proposição do Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos (IEF), que visa ser uma técnica alternativa na caracterização do estágio termal de sequências sedimentares com baixa abundância de palinomorfos.

Neste cenário a Bacia do Paraná se destaca por possuir diversas intercalações de rochas vulcânicas e subvulcânicas do Grupo Serra Geral com rochas sedimentares de diversos grupos. Na região de Itaiópolis, Santa Catarina, ocorrem soleiras de composição básica do Grupo Serra Geral ao longo do contato entre as formações Taciba (Grupo Itararé) e Rio Bonito (Grupo Guatá). Na região a porção superior da Formação Taciba é composta por siltitos laminados ricos em fitoclastos não opacos e com baixa ocorrência de palinóforos (SILVA et al., 2017; SILVA; SOUZA; MOURO, 2015).

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Principal

Este trabalho tem como objetivo principal avaliar o uso do Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos para caracterização do efeito térmico de intrusivas ígneas do Grupo Serra Geral nos siltitos da Formação Taciba, na região de Itaiópolis, Santa Catarina.

1.1.2 Objetivos Específicos

Este trabalho tem como objetivos específicos: (1) realizar a classificação dos subgrupos de fitoclastos não opacos em termos morfológicos e de preservação; (2) realizar medidas digitais RGB nos fitoclastos não opacos; (3) estabelecer o índice de escurecimento dos de fitoclastos não opacos; e (4) estabelecer a espessura da auréola de efeito térmico, com base no índice de escurecimento de fitoclastos não opacos.

1.2 JUSTIFICATIVA

A matéria orgânica aprisionada em rochas sedimentares representa um dos maiores reservatórios de carbono do planeta (FALKOWSKI et al., 2000). Essa reserva de carbono tem sido alvo de diversos estudos, dado a sua importância para a indústria do petróleo e para pesquisas que buscam compreender as mudanças climáticas que ocorreram durante a história geológica da Terra.

Eventos magmáticos associados a colocação de Grandes Províncias Ígneas (LIPs – sigla em inglês), vem sendo relacionados cronologicamente a períodos de

grandes mudanças climáticas e períodos de grandes extinções em massa (GALLAND et al., 2018), assim como tem sido relacionados a eventos de geração de hidrocarbonetos em diversas bacias petrolíferas (SENGER et al., 2017). Um dos fatores chave discutidos na literatura, para ambos os cenários, é a determinação da espessura da zona de influência térmica (auréola de contato) de soleiras sobre o conteúdo orgânico contido nas rochas encaixantes de origem sedimentar (AARNES et al., 2010).

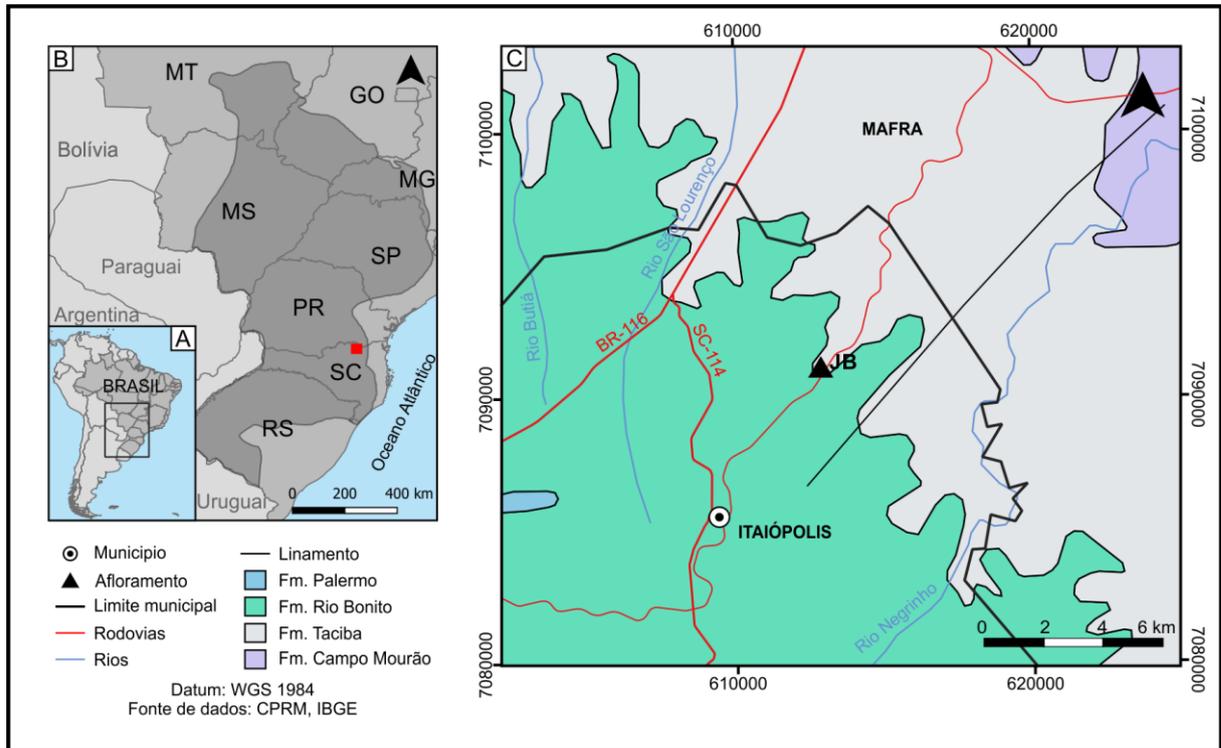
A determinação da espessura de auréolas pode ser realizada com base em diversas técnicas de microscopia, a depender do tipo de matéria orgânica contida na encaixante. A técnica mais utilizada, e mais bem calibrada, é a reflectância de vitrinite (Ro%), no entanto diversas amostras apresentam um baixo conteúdo da mesma, gerando dados pouco confiáveis. Dentre as técnicas de microscopia a luz transmitida, o PDI (Goodhue e Clayton, 2010) tem sido considerado um método rápido e barato para descrever a progressão termal de palinomorfos. Entretanto, o PDI, não é aplicável em sequências com baixa preservação de palinomorfos. Assim justifica-se a proposição do Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos (IEF), adaptado do PDI, como uma alternativa para caracterização do estágio termal de sequências sedimentares com baixa abundância de palinomorfos.

1.3 LOCALIZAÇÃO DO AFLORAMENTO

As lâminas palinofaciológicas utilizadas no presente trabalho são da coleção do Laboratório de Geoquímica (DGL – UFSC) e fizeram parte do projeto de caracterização paleoambiental da porção superior da Formação Taciba na região de Itaiópolis, SC, desenvolvido no âmbito do PFRH-240. Todavia a localização do afloramento, onde foram coletadas as amostras, será aqui descrita.

O afloramento José Gulbeck (JB) está localizado no município de Itaiópolis, região norte do estado de Santa Catarina (Figura 1). O afloramento compreende uma pequena pedreira desativada situada em propriedade privada de pequeno produtor rural da região.

Figura 1. Mapa de localização do afloramento. A) Mapa político da América do Sul com destaque para o Brasil. B) Recorte do mapa político da América do Sul com destaque da Bacia do Paraná e área de estudo. C) Mapa geológico simplificado da região.



Fonte: Do autor, 2020.

2 REVISÃO CONCEITUAL

2.1 MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR

O estudo da matéria orgânica contida em sedimentos e rochas sedimentares (matéria orgânica sedimentar) é de extrema importância para diferentes áreas da ciência, uma vez que reflete os processos que ocorrem na interface entre a biosfera e geoesfera. De acordo com Tyson (1995), as técnicas de caracterização da M.O são ferramentas poderosas que auxiliam na caracterização de paleoambientes deposicionais; na determinação do grau de maturação da M.O em rochas geradoras, bem como na determinação do tipo e quantidade de hidrocarbonetos.

A matéria orgânica sedimentar (M.O), composta de moléculas orgânicas na forma de monômeros e polímeros, deriva direta ou indiretamente de organismos de origem extremamente diversas (TISSOT; WELTE, 1984). A presença de componentes de origem orgânica em rochas sedimentares depende de um conjunto de processos que atuam na produção, acumulação e preservação da M.O (MENDONÇA FILHO et al., 2010). Os organismos autotróficos (plantas, bactérias fotossintetizantes e cianobactérias), são responsáveis por boa parte da produção em massa da matéria orgânica global (TISSOT; WELTE, 1984). A fotossíntese, base da produção de M.O, consiste na liberação de glicose ($C_6H_{12}O_6$) através da reação do hidrogênio (H) presente na água molécula (H_2O) com dióxido de carbono (CO_2), e a absorção de energia (luz) (MENDONÇA FILHO et al., 2010). No tempo geológico esses processos compõem o Ciclo do Carbono Orgânico, e são resultados da complexa associação entre a origem, transporte e deposição da matéria orgânica particulada (MENDONÇA FILHO et al., 2010; TRAVERSE, 1994).

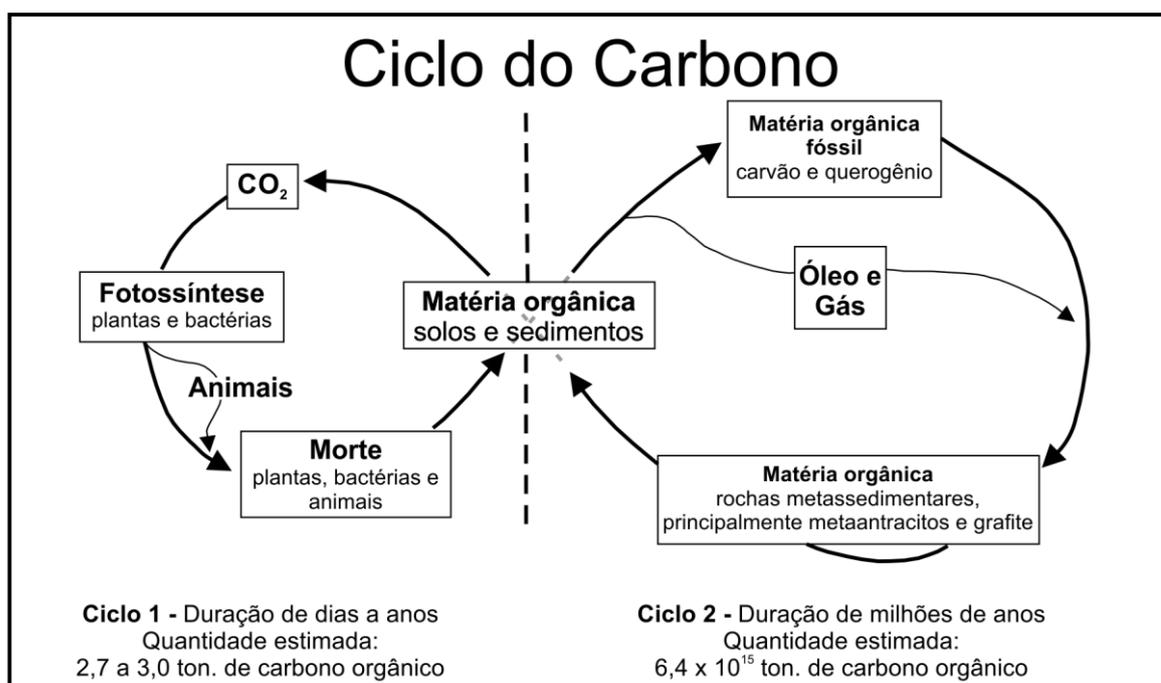
A fixação do carbono orgânico na crosta terrestre ocorre através dos processos do ciclo do carbono (Figura 2) que incorporam a matéria orgânica aos sedimentos e rochas sedimentares (MENDONÇA FILHO et al., 2010; TYSON, 1995). De toda a M.O disponível para deposição apenas uma pequena parte é realmente incorporada aos sedimentos e rochas sedimentares, assim a M.O geralmente representa a menor proporção da fração sedimentar (BATTEN; STEAD, 2006; TISSOT; WELTE, 1984).

Estima-se que apenas 0,1% de todo carbono orgânico produzido tenha sido incorporado ao registro geológico, devido aos rápidos processos de degradação

química e microbiológica sofrido pelos organismos depois de mortos (BROOKS; CONFORRD; ARCHER, 1987). A partir do soterramento todos os processos que atuam sobre a fração mineral dos sedimentos também atua sobre a matéria orgânica, assim a transformação físico-química da M.O não pode ser considerada um processo isolado (MENDONÇA FILHO et al., 2010). Em uma fase inicial a atividade microbiana governa as transformações composicionais da M.O, mas com o avanço do processo de soterramento e diagênese a ação da temperatura e pressão passam a ser os fatores dominantes (TISSOT; WELTE, 1984). Este processo contínuo que causa mudanças irreversíveis na composição da M.O é denominado maturação térmica (TISSOT; WELTE, 1984).

Desde meados do século XX diversas técnicas são aplicadas em estudos envolvendo a fração orgânica das rochas sedimentares. Dentre as técnicas de microscopia destaca-se a palinofácies que consiste na observação direta das partículas orgânicas resistentes a ação de solventes orgânicos (HCl e HF), querogênio, levando em consideração as características biogênicas e também o comportamento hidrodinâmico da matéria orgânica particulada (MENDONÇA FILHO et al., 2010; TYSON, 1995).

Figura 2. Dois principais ciclos do Carbono Orgânico na Terra.



Fonte: Modificado de Mendonça Filho et al. (2010); Tissot e Welte (1984).

2.2 PALINOFÁCIES

O termo palinofácies apareceu pela primeira vez na literatura no trabalho conduzido por Combaz (1964) para a Companhia Francesa de Petróleo. Após a remoção da fração mineral através de ataques ácidos clorídrico e fluorídrico (HCl e HF), o autor descreveu, classificou e determinou as proporções dos esporos, grãos de pólen e fragmentos lenhosos que compunham a matéria orgânica particulada contida nas rochas analisadas.

A partir do trabalho de Combaz, diversos autores contribuíram para a evolução de conceitos, protocolos de preparação de amostras, bem como para o detalhamento da classificação dos componentes da matéria orgânica particulada. Todo esse conhecimento foi reunido na obra clássica de Tyson (1995), *Sedimentary Organic Matter*. Em seu livro, Tyson, define a análise de palinofácies como: o estudo de ambientes deposicionais e do potencial gerador de hidrocarbonetos das rochas sedimentares, a partir da assembleia total da matéria orgânica resistente a solventes orgânicos (HF e HCl), denominada de querogênio.

No Brasil os conceitos e técnicas reunidos na obra de Tyson foram difundidos a partir do trabalho de Mendonça Filho, 1999 que aplicou a técnica de palinofácies em conjunto com análises de Geoquímica Orgânica no estudo das rochas do Paleozoico Superior da Bacia do Paraná.

A análise de palinofácies consiste na integração de todos os aspectos morfológicos do querogênio, observáveis com uso de microscopia de luz transmitida e luz fluorescente em lâminas organopalinológicas, passando pelas etapas de (MENDONÇA FILHO et al., 2010; TYSON, 1995):

- i. Identificação dos componentes palinológicos individuais, atentando-se para a caracterização dos percussores biológicos do material palinofaciológico;
- ii. Classificação dos grupos e subgrupos do querogênio, atentando-se para as características preservacionais;
- iii. Determinação das proporções relativas entre os grupos e subgrupos do querogênio.

Os três principais grupos que compõem o querogênio são: Matéria Orgânica Amorfa (MOA), Fitoclastos e Palinomorfos. Apesar de a classificação dos componentes do querogênio sempre terem sido um tanto subjetiva (MENDONÇA

FILHO; MENEZES; MENDONÇA, 2017a; TYSON, 1995), o uso de um detalhado sistema de classificação com rigorosas subdivisões pode identificar pequenas variações quantitativas e qualitativas entre os grupos do querogênio que podem auxiliar a contar a história paleoambiental de uma sequência sedimentar (MENDONÇA FILHO et al., 2010; TYSON, 1995). Nos quadros Quadro 1, Quadro 2 e Quadro 3 são apresentadas os grupos e subgrupos que compõe o sistema de classificação dos componentes do querogênio, o sistema é baseado nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995).

Quadro 1. Classificação do grupo Matéria Orgânica Amorfa baseada nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995).

GRUPO	SUBGRUPO	DESCRIÇÃO
MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA	“M.O.A.” Material orgânico derivado de ataque microbiológico.	Material não estruturado e com formato variado; cor: amarela-laranja-vermelho; laranja-marrom; cinza, algumas vezes com inclusões de palinomorfos, fitoclasto, pirita. Pode exibir ou não colorações de fluorescência.
	Resina Derivada de vegetais superiores terrestres de florestas tropicais e subtropicais.	Partícula não estruturada, hialina, usualmente arredondada, homogênea, fluorescente ou não-fluorescente.

Fonte: (MENEZES et al., 2008)

Quadro 2. Classificação do grupo Palinomorfo, baseada nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995).

GRUPO	SUBGRUPO		DESCRIÇÃO	
PALINOMORFO	Esporomorfo	Esporo	Palinomorfo terrestre produzido por pteridófitas, briófitas e fungos	Possui forma triangular ou circular, apresentando a marca trilete ("Y") ou monolete. Ornamentação variada. * Podem ocorrerem como mássulas, aglomerados e tétrades.
		Grão de Pólen	Palinomorfo terrestre produzido por gimnospermas e angiospermas	Possui morfologia complexa asimples, usualmente esférico a subesférico; ornamentação variada, pode apresentar aberturas. * Podem ocorrerem como aglomerados e tétrades.
	Microplâncton de água doce	<i>Botryococcus</i>	<i>Algas Chlorococcales</i>	Colônias globulares irregulares; tamanho 30 a 2000 µm, algumas vezes com vários lóbulos; laranja-marrom. Ordoviciano-Recente
		<i>Pediastrum</i>		Algas verdes coloniais, radialmente simétricas; tamanho 30-200µm em diâmetro com dois chifres no anel mais externo das células. Células internas podem ser de forma irregular com espaços entre elas ou compactadas. Jurássico (?) -Recente
	Microplâncton marinho	Dinocistos	Restos de cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida.	Principal característica é a paratabulação que divide a teca do cisto em placas retangulares ou poligonais separadas por suturas. Três morfologias principais: proximados, cavados e corados. Muitas vezes com uma abertura (arqueólipo) através da qual ocorre o encistamento. Triássico-Recente. Existem espécies atuais de água doce.
		Prasinófitas	Microfóssies produzidos por pequenas algas quadriflageladas	Maioria, como Tasmanites, são esféricas; diâmetro 50 à 200µm. Pré-Cambriano-Recente. Existem espécies atuais de água doce.
		Acritarcos	Cistos fossilizados, unicelulares de parede orgânica. Afinidade taxonômica incerta.	Eucariontes de pequena dimensão (5 à 150µm). Possui simetria, forma, estrutura e tipo de desenvolvimento da ornamentação bem variados. Surgiram no Pré-Cambriano, com auge no Ordoviciano-Devoniano e quase extintos no Permo-Carbonífero. No Meso-Cenozóico exibem baixa diversidade.
	Zoomorfo	Palinoforaminífero	Película interna quitinosa que reveste a carapaça de foraminíferos	Revestimento orgânico interno de testas de microforaminíferos recuperados na preparação de amostras para análises de palinofácies e palinologia. Coloração bege, marrom claro a marrom escuro. Os principais morfogrupos são baseados no arranjo das câmaras.
		Escolecodonte	Elementos dispersos do aparelho bucal de anelídeos poliquetas	Composição: quitina. Ordoviciano inferior- Recente.
		Quitinozóario	Vesículas em formato de fracos ou garrafinhas ocas, afinidade incerta	Constituem um grupo extinto de organismos marinhos, dotados de testas orgânicas de quitina (30 a 2000µm) Ordoviciano-Devoniano.
	Outros	Ex: <i>spongiophyton</i> Zooclastos (Graptólitos, Ovos de copépoda)		

Fonte: (MENEZES et al., 2008)

2.2.1 Fitoclastos

O termo fitoclasto foi introduzido por Bostick (1971) para descrever as partículas, do tamanho argila até areia-fina, derivadas de tecidos de plantas superiores ou fungos. Grande parte dos fitoclastos são fragmentos de tecidos, compostos majoritariamente por lignina, que realizam a sustentação mecânica e

vascularização das plantas superiores (TYSON, 1995). O teor médio de lignina em plantas superiores é de cerca de 20% do peso seco total, entretanto sobe para 70% ou mais nos estágios iniciais de fossilização (TYSON, 1995). Essa alta taxa de preservação da lignina se deve ao fato de que sua degradação é altamente dependente da ação de fungos em ambientes oxigenados (TYSON, 1995). Uma vez que no meio aquoso o conteúdo de oxigênio é em média 26 vezes menor que no ar livre, os fitoclastos podem ser preservados em diversos ambientes de sedimentação. Para fins de classificação os fitoclastos podem ser divididos em dois grandes subgrupos: opacos e não opacos (quadro 3).

Quadro 3. Classificação do grupo Fitoclasto baseada nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995).

GRUPO	SUBGRUPO		DESCRIÇÃO		
FITOCLASTO	Derivado de vegetais superiores terrestres ou fungos	Opaco	Equidimensional	Partícula de cor preta de forma quadrática, sem bioestruturas internas.	
			Alongado	Partícula de cor preta de forma alongada, comprimento três vezes maior que a largura, usualmente não apresenta estrutura interna, porém, os de forma alongada podem, ocasionalmente, apresentar perfurações.	
			Corroído	Partícula de cor preta com contornos difusos e irregulares.	
		Não-Opaco	<p><i>não degradado</i> contorno nítido, pode ser levemente irregular, ou mesmo, lascado. ou <i>degradado</i> contorno irregular e difuso, lascado. ou <i>pseudoamorfo</i> Pode exibir coloração de fluorescência contorno difuso, algum aspecto de MOA.</p>	Não-bioestruturado	Partícula de cor marrom não-bioestruturada.
				Bioestruturado	Partícula de cor marrom bioestruturada: estriado, listrado, bandado, perfurado.
				Cutícula	Partículas cor amarelo-pálido a marrom claro, delgadas, com estrutura celular, em alguns casos, com estômatos visíveis.
	Membrana			Partículas de cor amarelo-pálido, comumente transparentes, sem estrutura celular.	
		Hifas de Fungo	Elemento filamentosos individual que forma o micélio da fase vegetativa dos fungos.		
	Opaco ou Não-Opaco	Esclereídeo	Células que formam o tecido esclerenquimático, com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. Encontradas em diferentes partes do vegetal (raiz, caule e folha) e têm a função de sustentação e resistência.		

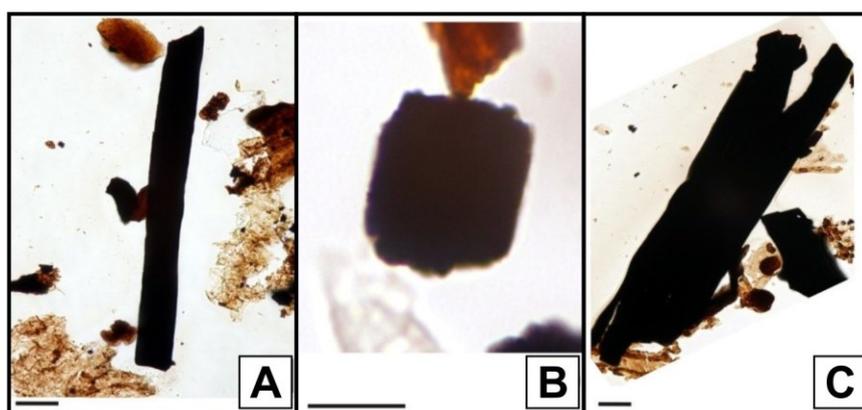
Fonte: (MENEZES et al., 2008)

2.2.1.1 *Fitoclastos opacos*

Os fitoclastos opacos, fragmentos de coloração preta, são classificados de acordo com sua morfologia em equidimensionais, alongados ou corroídos (Figura 3). Em geral não apresentam estrutura interna, entretanto por vezes os de forma alongada apresentam perfurações (MENDONÇA FILHO et al., 2010). De acordo com

Tyson (1995) os fitoclastos opacos são, frequentemente, resultado da alteração pós-deposicional terrestre, como flutuações sazonais na coluna d'água que permitem a exposição à oxidação subaérea e, também, devido à oxidação durante o transporte.

Figura 3. Exemplos de fitoclastos opacos. A) Fitoclasto opaco alongado. B) Fitoclasto opaco equidimensional. C) Fitoclasto opaco corroído. Escala = 20µm.



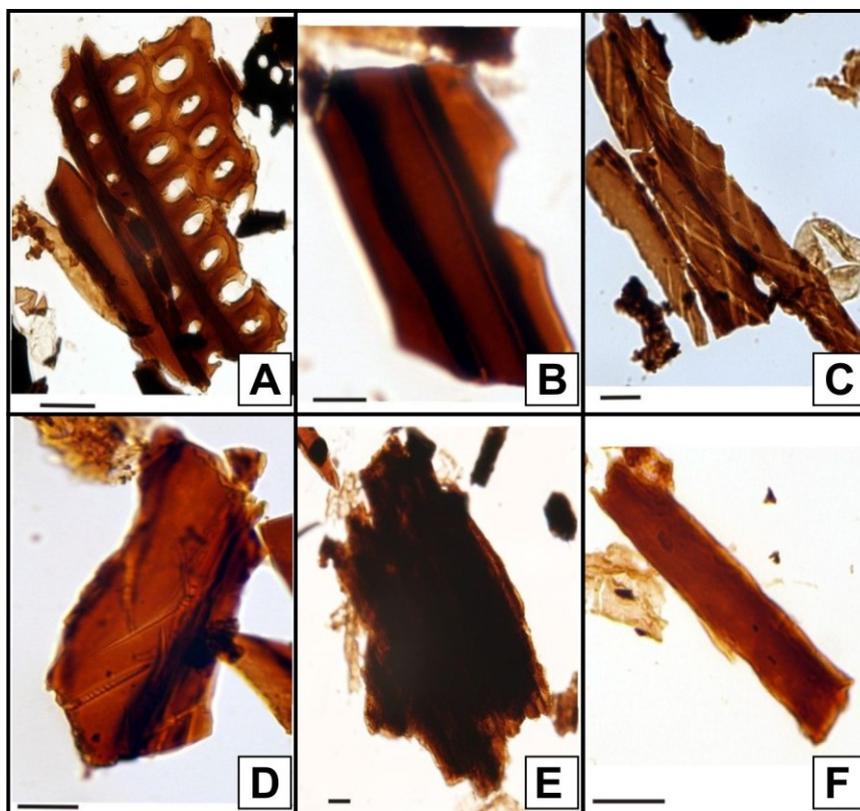
Fonte: Modificado de Michles et al. (2011).

2.2.1.2 *Fitoclastos não opacos*

Os fitoclastos não opacos são aqueles que, sob luz branca transmitida, apresentam uma grande variedade de cores, desde um amarelo claro até tons de marrom ou até mesmo preto. Essa variedade de cores reflete a variedade de tecidos de plantas superiores que dão origem aos fitoclastos, seu estado de preservação e/ou o grau de maturação da M.O (MENDONÇA FILHO; MENEZES; MENDONÇA, 2017b). Vale ressaltar que o processo de escurecimento de fitoclastos não opacos por processos digenéticos ou por efeito termal de intrusões ígneas é completamente diferente daquele que gera os fitoclastos opacos. Uma maneira de ratificar esse processo é observando outros componentes do querogênio (Palinomorfos e MOA), que também estarão escurecidos devido ao aumento de temperatura (MENDONÇA FILHO; MENEZES; MENDONÇA, 2017b).

A classificação dos fitoclastos não opacos leva em consideração dois principais aspectos: estado de preservação e presença de bioestruturas. Os critérios descritivos da classificação são apresentados no Quadro 3 e ilustrados na Figura 4.

Figura 4. Exemplos de fitoclastos não opacos. A) Fitoclasto não opaco bioestruturado perfurado. B) Fitoclasto não opaco bioestruturado bandado. C) Fitoclasto não opaco bioestruturado listrado. D) Fitoclasto não opaco bioestruturado estriado. E) Fitoclasto não opaco não bioestruturado degradado. F) Fitoclasto não opaco não bioestruturado não degradado. Escala = 20µm.



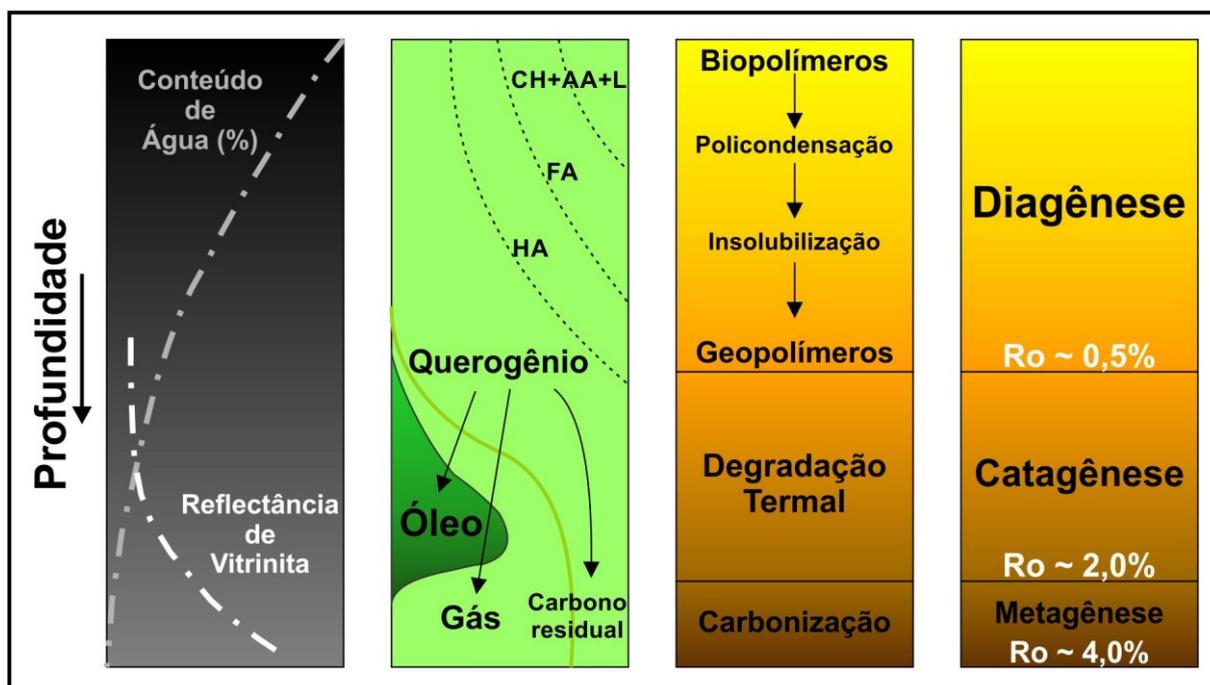
Fonte: Modificado de Michles et al. (2011).

2.3 MATURAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

A maturação da matéria orgânica sedimentar ocorre durante a história geológica das bacias sedimentares, e, portanto, não pode ser considerado um processo isolado (MENDONÇA FILHO; MENEZES, 2017). Durante a deposição e nos estágios iniciais do soterramento a transformação físico-química da M.O é controlada pela atividade microbiana. No entanto, com o avanço do soterramento os fatores que governam a transformação da fração mineral (temperatura e pressão) também passam a atuar sobre a M.O (TISSOT; WELTE, 1984).

O contínuo processo de transformações ao longo da maturação térmica, causa mudanças irreversíveis na composição química da M.O (TISSOT; WELTE, 1984). Esse processo de maturação pode ser dividido em quatro estágios (Figura 5): diagênese, catagênese, metagênese e metamorfismo, sendo que cada um deles é caracterizado por diferentes tipos de transformações químicas (TISSOT; WELTE, 1984).

Figura 5. Estágios da maturação da matéria orgânica. CH: carboidratos. AA: aminoácidos. FA: ácidos fúlvicos. HA: ácidos húmicos. L: lípidios.



Fonte: Modificado de Suárez-Ruiz et al. (2012) e Tissot; Welte (1984).

2.3.1 Diagênese

A diagênese corresponde ao estágio onde o sistema busca o equilíbrio sob condições rasas de soterramento (até algumas centenas de metros), baixas pressões e temperaturas (MENDONÇA FILHO; MENEZES, 2017). É durante a diagênese que os sedimentos, normalmente, tornam-se consolidados. Inicialmente a transformação da matéria orgânica é controlada pela atividade microbiana onde as cadeias de biopolímeros (carboidratos e proteínas) são atacadas. Com o progressivo aumento de pressão e temperatura os constituintes dos biopolímeros formam cadeias de arranjo mais condensado, denominadas de geopolímeros (TISSOT; WELTE, 1984).

2.3.2 Catagênese

A catagênese é resultado do aumento de pressão e temperatura durante o progressivo aumento de soterramento, a temperatura fica entre 50 e 150°C e a pressão pode variar de 300 até 15000 bars (MENDONÇA FILHO; MENEZES, 2017). A degradação termal do querogênio é responsável pelas maiores transformações da matéria orgânica, grande parte dos hidrocarbonetos são gerados durante esta etapa (TISSOT; WELTE, 1984). A progressiva evolução do querogênio primeiramente

produz petróleo líquido e num estágio mais avançado gás, ambos são acompanhados da geração de uma grande quantidade de metano (MENDONÇA FILHO; MENEZES, 2017).

2.3.3 Metagênese

A metagênese ocorre somente a grandes profundidades e representa o último estágio significativo da alteração termal da matéria orgânica (HUNT, 1995). Nessa etapa a matéria orgânica, composta somente por metano e por carbono residual, começa a desenvolver uma estrutura cristalina e a geração de metano diminui drasticamente (MENDONÇA FILHO; MENEZES, 2017).

2.3.4 Metamorfismo

O metamorfismo é o último estágio de evolução dos sedimentos, onde a temperatura e pressão atingem os maiores níveis (MENDONÇA FILHO; MENEZES, 2017). Nesse estágio a reflectância de vitrinista passa dos 4%, o carvão é convertido em meta-antracito e o querogênio residual passa por uma reordenação e é convertido em carbono grafítico (HUNT, 1995; ICCP, 1971).

2.3.5 Índices de Maturação da M.O

Como visto o aumento da temperatura durante a história evolutiva das bacias sedimentares causa mudanças irreversíveis na estrutura química da matéria orgânica. Em geral, as cadeias de carbono passam por um progressivo ordenamento estrutural, através do aumento da aromaticidade, diminuição do conteúdo de oxigênio e hidrogênio, perda de nitrogênio e enxofre (TISSOT; WELTE, 1984). Esses processos de aromatização e polimerização, resultam em um progressivo escurecimento das partículas que compõe o querogênio (TYSON, 1995). Hattkopf-Fröder et al. (2015), em trabalho de revisão, reuniram os diversos índices propostos ao longo do tempo para rastrear as mudanças físico-químicas da M.O (Quadro 4). A presente revisão focará na reflectância de vitrinita (principal índice de maturação) e nas principais técnicas que utilizam a variação da cor dos componentes do querogênio.

Quadro 4. Compilado de índices de maturação da matéria orgânica.

	Índice de Maturação	Método	Sigla (em inglês)	Aplicação	Estágio de maturação de hidrocarbonetos
Reflectância	Reflectância de vitrinita	Óptico, partículas de vegetais superiores	V_{Rr} ; R_r ; R_o	A partir do Devoniano; rochas sedimentares	imatura (0.2 – 0.6%)*, sub-matura (0.6 – 1.3%), matura (1.3 – 2.0%), sobrematura (> 2.0%)
	Máx. reflectância de vitrinita	Óptico, partículas de vegetais superiores	VR_{max} ; R_{max}	A partir do Devoniano; rochas sedimentares	semi-antracito (2.2% até metamorfismo (> 6%))
	Reflectância de betumen sólido	Óptico, partículas orgânicas	Br_r	Rochas sedimentares, geradoras, carreadoras e reservatório	Matura até sobrematura
	Reflectância de graptolito	Óptico, graptolitos	GR; R_{grap}	Cambriano tardio até Carbonífero; rochas sedimentares marinhas	Imatura até sobrematura
	Reflectância de quitinozoário	Óptico, quitinozoários	CR; R_{chi}	Cambriano até Devoniano; rochas sedimentares marinhas	Imatura até sobrematura
	Reflectância de escolecodonte	Óptico, escolecodontes	SR; R_{sco}	A partir do Cambriano; rochas sedimentares marinhas	Imatura até sobrematura
	Reflectância de hydrozoa	Óptico, hydrozoa	HR; R_{hyd}	A partir do Devoniano	Imatura até sobrematura
Fluorescência	Presença, cor e intensidade da fluorescência	Óptico, partículas orgânicas; Ex: miosporos, algas e acritarcos	λ_{max} ; Q; FI_{int}	Rochas sedimentares, preferencialmente geradoras, inclusões de óleo	Imatura até sobrematura
Cor	Índice de coloração de conodontes	Óptico, conodontes	CAI	Cambriano até o Triássico; rochas sedimentares marinhas, pref. calcários e margas	Imatura até sobrematura
	Cor e mineralogia de foraminíferos	Óptico, foraminíferos	FCI zona A-D	A partir do Cambriano; rochas sedimentares marinhas	Imatura até sobrematura
	Cor de ostracodes	Óptico, ostracodes	–	A partir do Ordoviciano tardio	Imatura até sobrematura
	Cor e mineralogia de conchóstracos	Óptico, conchóstracos	–	A partir do Devoniano	Imatura até ?
	Cor de ictiólitos	Óptico, ictiólitos	IAI	A partir do Ordoviciano	Imatura até ?metamorfismo?
	Cor da matéria orgânica amorfa	Óptico, matéria orgânica amorfa	TCI	A partir do Pré-Cambriano	Imatura até sobrematura
	Cor de acritarcos	Óptico, acritarcos	AAI, RGB colour space	A partir do Mesozoico	Imatura até sobrematura
	Cor de dinoflagelados	Óptico, dinoflagelados	TAI, SCI	A partir do Triássico	Imatura até sobrematura
	Cor de prasinófitas	Óptico, prasinófitas	AAI	A partir do Pré-Cambriano	Imatura até sobrematura
	Cor de esporos	Óptico esporos	TAI, SCS, SCI, PDI, stTAI, %St, CIE, RGB colour space	A partir do Ordoviciano, pref. rochas sedimentares não marinhas	Imatura até sobrematura
	Cor de cutícula de artrópodes	Óptico, cutícula de artrópodes	–	A partir do Ordoviciano	Imatura até ?
Geoquímica Orgânica	Carbon Preference Index	Geoquímica, hidrocarbonetos não aromáticos	CPI	Rochas sedimentares, material não alterado	Imatura até matura
	Methyl Phenantrene Index	Geoquímica, hidrocarbonetos aromáticos	MPI	Rochas sedimentares, material não alterado	Matura até sobrematura
	Biomarcadores (vários parâmetros)	Geoquímica, hidrocarbonetos aromáticos e não aromáticos	Ver Peters et al. (2005) Walters et al. (2012)	Rochas sedimentares, material não alterado	Imatura até matura
	Rock-Eval T_{max}	Geoquímica, matéria orgânica	T_{max}	Rochas sedimentares	Imatura até sobrematura
	Rock-Eval PI	Geoquímica, matéria orgânica	PI	Rochas sedimentares, material não alterado	Imatura até sobrematura
	Rock-Eval HI	Geoquímica, matéria orgânica	HI	Rochas sedimentares	Imatura até sobrematura
	Volatile Matter Yield	Geoquímica, matéria orgânica (water and ash-free)	VM	Carvões	Imatura até sobrematura
	Conteúdo de água	Geoquímica, matéria orgânica (ash-free)	–	Carvões	Imatura até matura
	Conteúdo de carbono	Geoquímica, matéria orgânica (water and ash-free)	C	Carvões	Imatura até sobrematura

Fonte: Modificado de Hattkopf-Fröder et al. (2015).

2.3.5.1 *Reflectância de Vitrinita*

A reflectância de vitrinita ($R_o\%$) é o índice de maturação mais utilizado pela indústria de petróleo, e principal balizador para outras técnicas propostas. Vitrinita é o termo utilizado na petrografia orgânica para os fragmentos provenientes de vegetais superiores. A reflectância da vitrinita aumenta a medida que os processos de alteração da M.O progridem.

2.3.5.2 *Cor do querogênio*

O Índice de Alteração Termal (TAI – sigla em inglês) de (STAPLIN, 1969) foi o primeiro índice de maturação proposto. A escala original é baseada na caracterização visual da cor da matéria amorfa, e dividida em cinco níveis: (1) amarelo, correspondendo ao material não termicamente alterado; (2) amarelo-marrom; (3) marrom; (4) cinza-preto; (5) preto, correspondendo ao material severamente alterado. Nas décadas posteriores diversos autores passaram a utilizar, principalmente, a cor palinomorfos (esporos e pólenes) na análise, culminando num considerável volume de adaptações ao TAI (Figura 6).

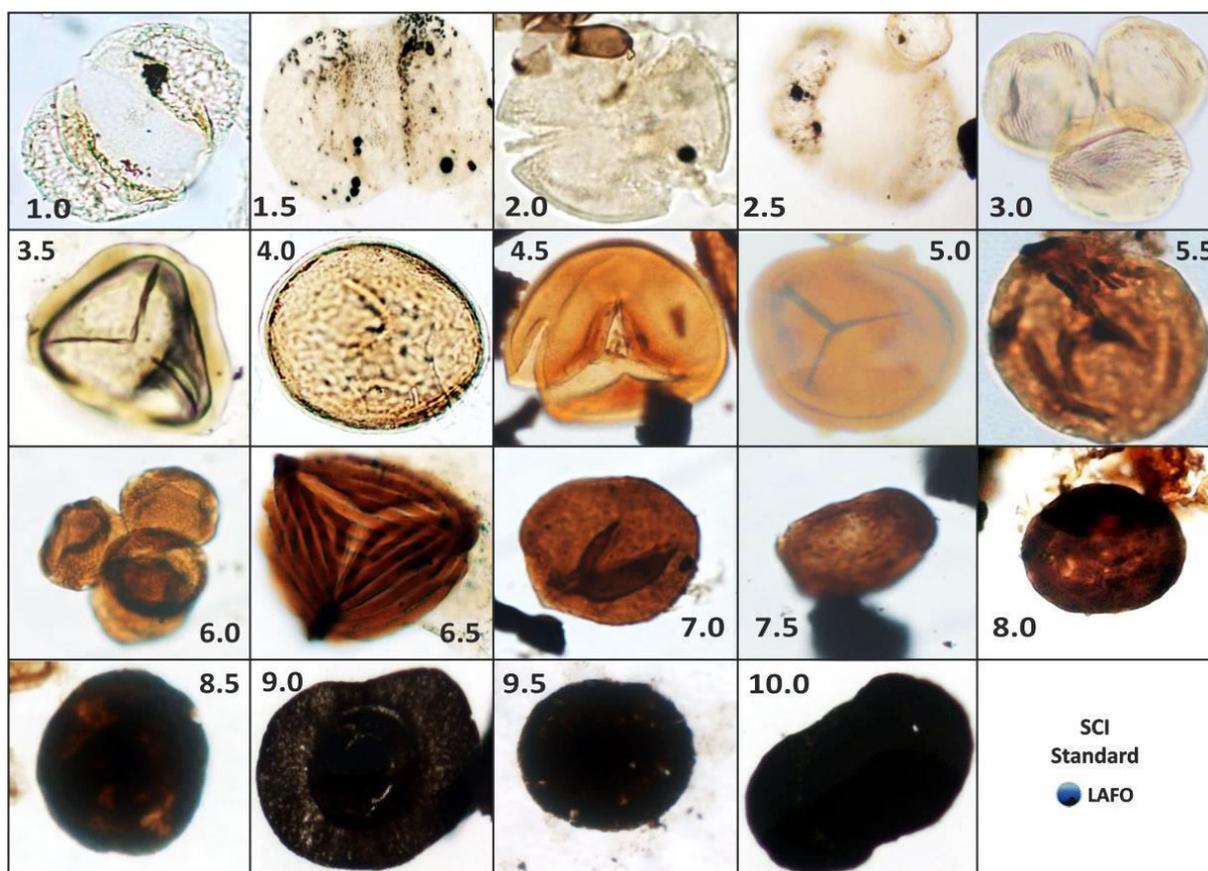
Figura 6. Correlação entre os índices propostos a partir de adaptações do TAI.

Maturation and Rank			Vitrinite R _e %R	T _{max} (Jarvie and others, 2001, after Staplin, 1969)	TAI & Color, Chevron (Jones and Edison, 1978)	SCI and Color (Staplin, 1969) (based on amorphous kerogen)	SCI and Color, Phillips (Robertson and others, 1996)	TAI and Color (Pearson, 1990) + Munsell Color System #	TAI, Geochem	TAI (Burgess, 1974)	
Thermal maturity	Hydrocarbon generation zone	ASTM coal rank									
immature	peat		0.2		very pale yellow	light yellow greenish yellow	colorless			yellow-green	
			0.3		1.5 pale yellow	1 yellow	1 pale yellow	1 #23,678 pale yellow	1	1	
	lignite		0.38		2.3 pale yellowish orange	1.7 yellow	3 lemon yellow	1+ #20,520 yellow	1+	1+	
			0.4		2.4 yellowish orange	2 orange yellow	4 golden yellow	2- #19,688 sunny yellow	2-	2	
	early oil generation	high- volatile bituminous	0.5	420	2.5 yellowish orange	2.3 orange	5 mid-orange	2 #20,856 yellow orange	2	2+	
			0.6	425	2.6 orange	2.5 orange	6 orange brown	2+ #23,002 bright orange	2	orange brown	
	mid- mature	peak of oil generation (0.70-0.90%)	high- volatile bituminous	0.7	430	2.7 orange brown	2.7 orange brown	6.5 orange brown	3- #21,322 orange/tan	2	dull light brown
				0.8	436	2.8 reddish brown	3 brown	7 mid-brown	3 #20,060 yellowish brown	2+ 3-	3
	late mature	condensate wet gas zone	medium- volatile bituminous	0.9	442	2.9 reddish brown	3 brown	8 mid-brown	3 #23,177 3+ dark yellowish brown	3-	3+ brown
				1.0	453	3.0 brown	3.3 dark brown	8.5 very dark brown	4- #21,913 very dark grayish brown	3	4 dark brown
postmature	dry gas window	low- volatile bituminous	1.1	464	3.1 dark brown	3.3 dark gray	9 very dark brown	4 #19,365 4 very dark gray	3+	4+	
			1.2	472	3.2 dark brown	3.7 almost black	9.5 black	4	4	5	
			1.35	481	3.3 dark brown	4 black	10 black	5	5	very dark brown to black	
	anthracite	semianthracite	1.5	508	3.5 black	5 black	black	5	5	black	
			2.0		3.6 black	5 black	black	5	5	black	
			2.5		3.7 black	5 black	black	5	5	black	
meta- anthracite		3.0		3.8 black	5 black	black	5	5	black		
		4.0		3.9 black	5 black	black	5	5	black		
	no hydrocarbon generation		5.0		black	black	black	5	black		

Fonte: (MASTALERZ; HAMPTON; DROBNIAC, 2016)

Considerando o TAI, Fisher et al. (1981) propuseram o Índice de Coloração de Esporos (SCI – sigla em inglês), uma escala de 10 níveis baseada na estimativa visual da cor dos esporomorfos. O SCI pode ser executado com o auxílio de uma lâmina guia, montada com palinomorfos que ilustram os 10 níveis da escala (Figura 7).

Figura 7. Exemplo de palinomorfos que compõe lâmina guia para ICE.



Fonte: (MENDONÇA FILHO; MENEZES; MENDONÇA, 2017c)

O TAI, SCI e suas diversas variações são técnicas extremamente baratas, e fáceis de adicionar a rotina laboratorial pois são executadas nas mesmas lâminas palinofaciológicas utilizadas para a caracterização paleoambiental. Entretanto são dependentes da percepção de cor do olho humano e essa subjetividade, leva a uma inconsistência entre as cartas de cores, principal problema enfrentado por essas técnicas (GOODHUE; CLAYTON, 2010).

Diversos autores tentaram realmente quantificar a cor dos palinomorfos (ver Gutjahr, 1966; Grayson, 1975; Smith, 1983; Marshal, 1991; Yule, 1999), porém com uso de equipamentos raramente disponíveis em laboratórios de palinologia, como espectrômetros e densímetros (GOODHUE; CLAYTON, 2010).

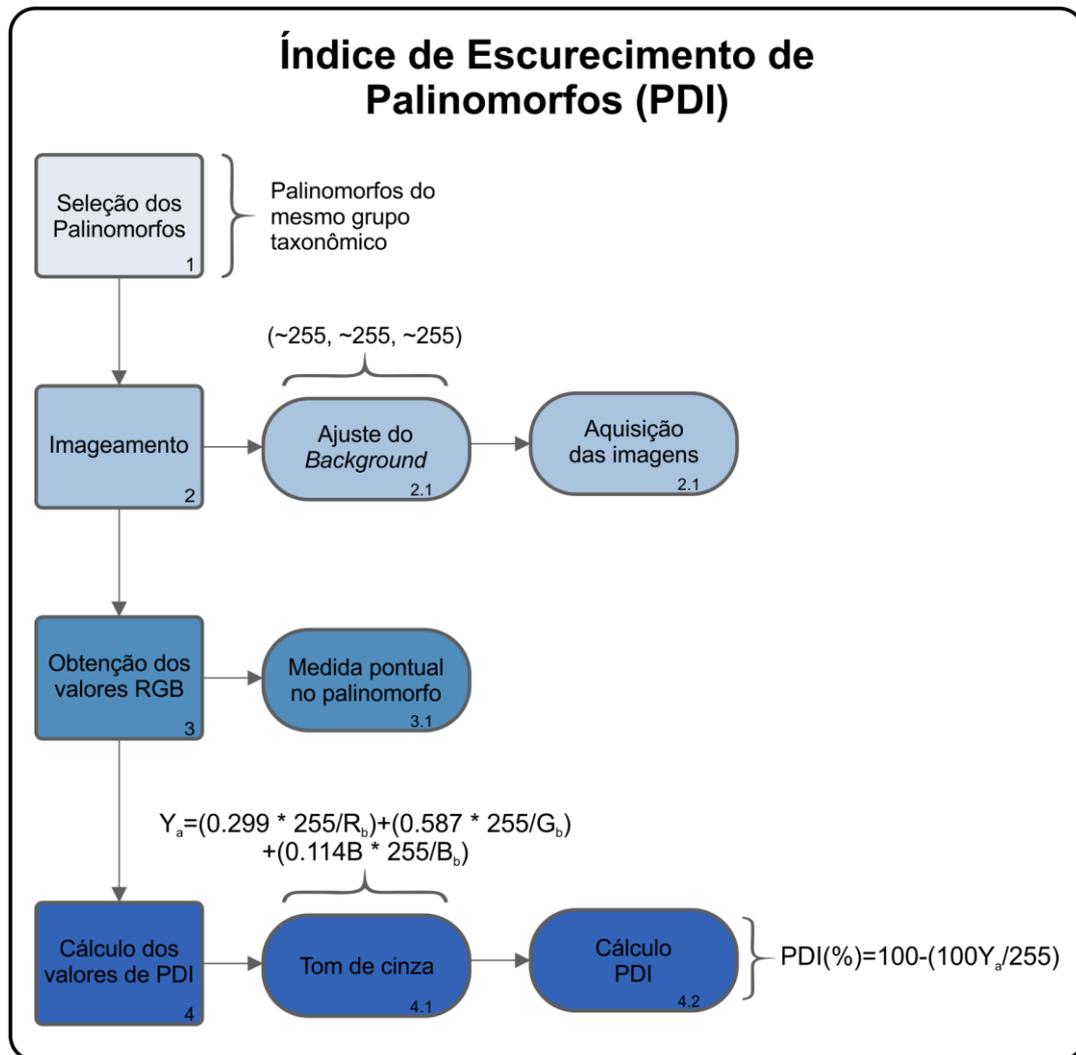
O salto tecnológico das últimas duas décadas levou a um progressivo aumento do acesso a microscópios equipados com câmeras digitais possibilitando o uso do sistema de cores RGB (R = vermelho; G = verde; B = azul) na quantificação da cor dos palinomorfos para fins de determinação do estágio de maturação da M.O.

Entretanto, outros problemas surgiram, como a falta de consenso sobre qual cor é mais sensível ao aumento de temperatura e a não linearidade da escala 0-255 das cores que compõe o sistema RGB. Essas dificuldades levaram Goodhue e Clayton (2010) a propor o Índice de Escurecimento de Palinofórmos (PDI – sigla em inglês).

2.3.5.3 *Índice de Escurecimento de Palinomorfos – PDI*

O PDI, proposto por Goodhue e Clayton (2010), pode ser definido como uma técnica rápida e barata para descrever quantitativamente o índice de coloração dos palinomorfos a partir do uso de microscópios comuns equipados com câmeras digitais. A técnica consiste na obtenção de valores RGB em fotomicrografias de palinomorfos, sendo esses valores posteriormente convertidos em valores de tons de cinza. Esses que variam de 0 (preto) a 255 (branco), são transformados para a escala do PDI que varia de 0 a 100%, onde 0% representa o branco e 100% o preto. As etapas que compõe o PDI serão descritas a seguir e estão sumarizadas na Figura 8.

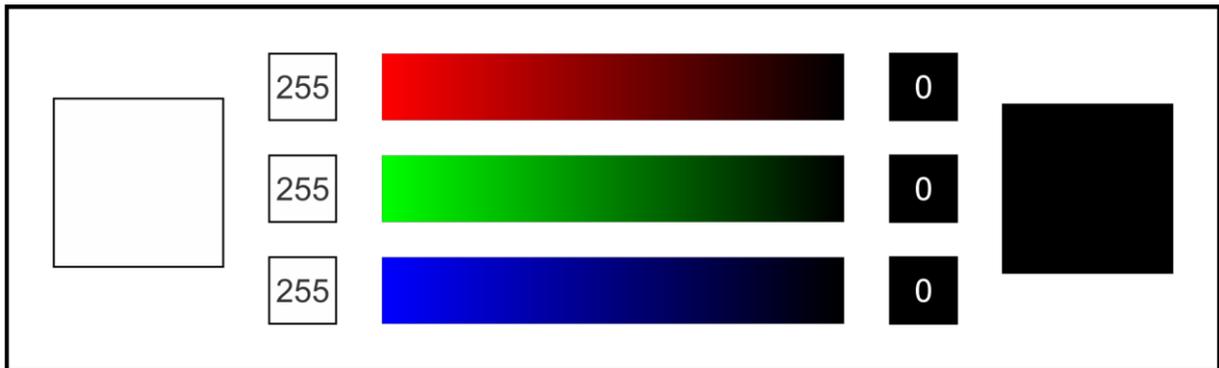
Figura 8. Fluxograma das etapas que compõe o Índice de Escurecimentos de Palinomorfos (PDI), baseado em Goodhue e Clayton (2010).



Fonte: Do autor, 2020.

O sistema de cor RGB consiste na adição das cores vermelha, verde e azul de diversas maneiras formando um amplo espectro de cores. A escala individual das cores que compõe o RGB varia de 0 até 255, como ilustrado na Figura 9. A combinação (0,0,0), ou seja, zero para as três cores, representa o preto, ao passo que a combinação (255, 255, 255) representa o branco.

Figura 9. Variação individual das cores RGB e combinações (255, 255, 255) e (0,0,0).

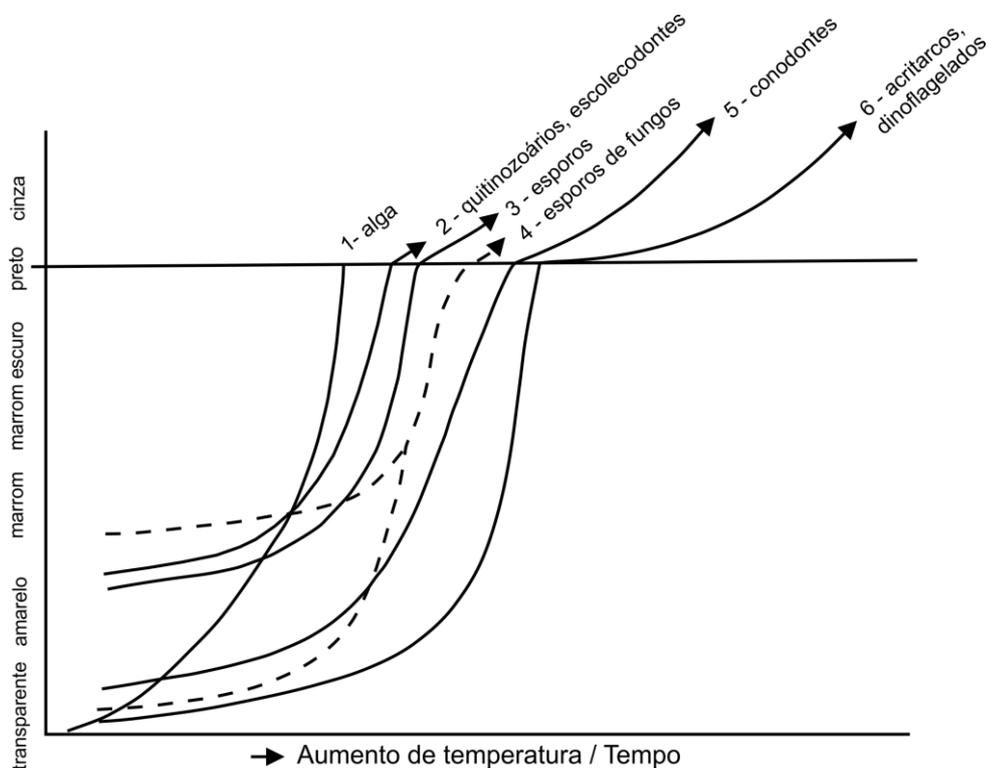


Do autor, 2020.

2.3.5.3.1 Seleção dos Palinomorfos

Para uma avaliação do grau de maturação da M.O todos os palinomorfos utilizados no cálculo do PDI devem pertencer ao mesmo grupo taxonômico (GOODHUE; CLAYTON, 2010). Isso é necessário pois os grupos taxonômicos diferem em composição química e estrutura, assim cada grupo fornece uma resposta específica ao aumento de temperatura (Figura 10).

Figura 10. Tendências na alteração da cor de diferentes grupos taxonômicos de palinomorfos com a maturação.



Fonte: Modificado de (TRAVERSE, 2007).

2.3.5.3.2 Imageamento

As fotomicrografias dos palinomorfos podem ser realizadas em qualquer microscópio de luz transmitida equipado com um sistema digital de captura de imagens. Para que as medidas de RGB possam ser realizadas, as fotomicrografias devem possuir um fundo branco verdadeiro, ou seja, os valores RGB do *background* de iluminação devem ser o mais próximo possível da combinação (255, 255, 255). Essa combinação deve ser obtida apenas com o ajuste da intensidade de iluminação da lâmpada do microscópio, ferramentas com *automatic white balance* não devem ser utilizadas.

2.3.5.3.3 Obtenção dos valores RGB e cálculo do PDI

Os valores RGB dos palinomorfos são acessados com uso de softwares de análise de imagens com o *Image J*, *Photoshop*, entre outros. Uma vez de posse dos valores RGB os valores de cinza e PDI podem ser calculados.

O valor de cinza é calculado através da equação (1). A equação (1) é uma adaptação do sistema de conversão utilizado pelo NTSC (*National Television System Commite*) e JPEG (*Joint Photographic Experts Group*).

$$(1): Y_a = ((0,299 \times R) \times \left(\frac{255}{R_b}\right)) + ((0,587 \times G) \times \left(\frac{255}{G_b}\right)) + ((0,114 \times B) \times \left(\frac{255}{B_b}\right))$$

Onde Y_a corresponde ao valor de cinza; R ao valor de vermelho obtido no palinomorfo; G ao valor de verde obtido no palinomorfo; B ao valor de azul obtido no palinomorfo; R_b , G_b e B_b correspondem aos valores de RGB do *background*.

O cálculo do PDI é feito com o uso da equação (2). A fim de seguir o padrão de outros índices de maturação, o PDI varia de 0% (branco) até 100% (preto).

$$(2): PDI(\%) = 100 - ((100 \times Y_a)/255)$$

2.4 SOLEIRAS

Soleiras são conhecidas e descritas desde o século IXX (GILBERT, 1877; TWETO, 1951). Entretanto, somente nas duas últimas décadas que sua abundância

global foi revelada (GALLAND et al., 2018). Tal feito foi alcançado através de levantamentos sísmicos de grande escala dedicados a exploração de hidrocarbonetos que revelaram a presença de grandes complexos de soleiras em diversas bacias sedimentares ao longo de margens passivas continentais (MAGEE et al., 2016; PLANKE et al., 2005; SVENSEN et al., 2012).

Apesar dos diques serem considerados os principais condutores de magma da crosta inferior até a superfície terrestre, pesquisas recentes destacam que as soleiras desempenham um significativo papel em Sistemas de Alimentação Ígneos e Vulcânicos (VIPS – sigla em inglês), não só contribuindo para o deslocamento lateral de magma, mas também atuando como reservatórios de magmas em diversos níveis da crosta terrestre (PLANKE et al., 2005).

2.4.1 Tipos de Soleiras

Segundo a definição original soleiras são intrusões tabulares concordantes com os estratos sedimentares, camadas de lava e outros produtos vulcânicos, ou ainda concordantes com a foliação de rochas metamórficas (GALLAND et al., 2018). Por serem frequentemente encontradas em bacias sedimentares as soleiras são comumente sub-horizontais. Entretanto, nos casos onde as sequências sedimentares estão deformadas, as soleiras podem estar inclinadas e até mesmo verticalizadas.

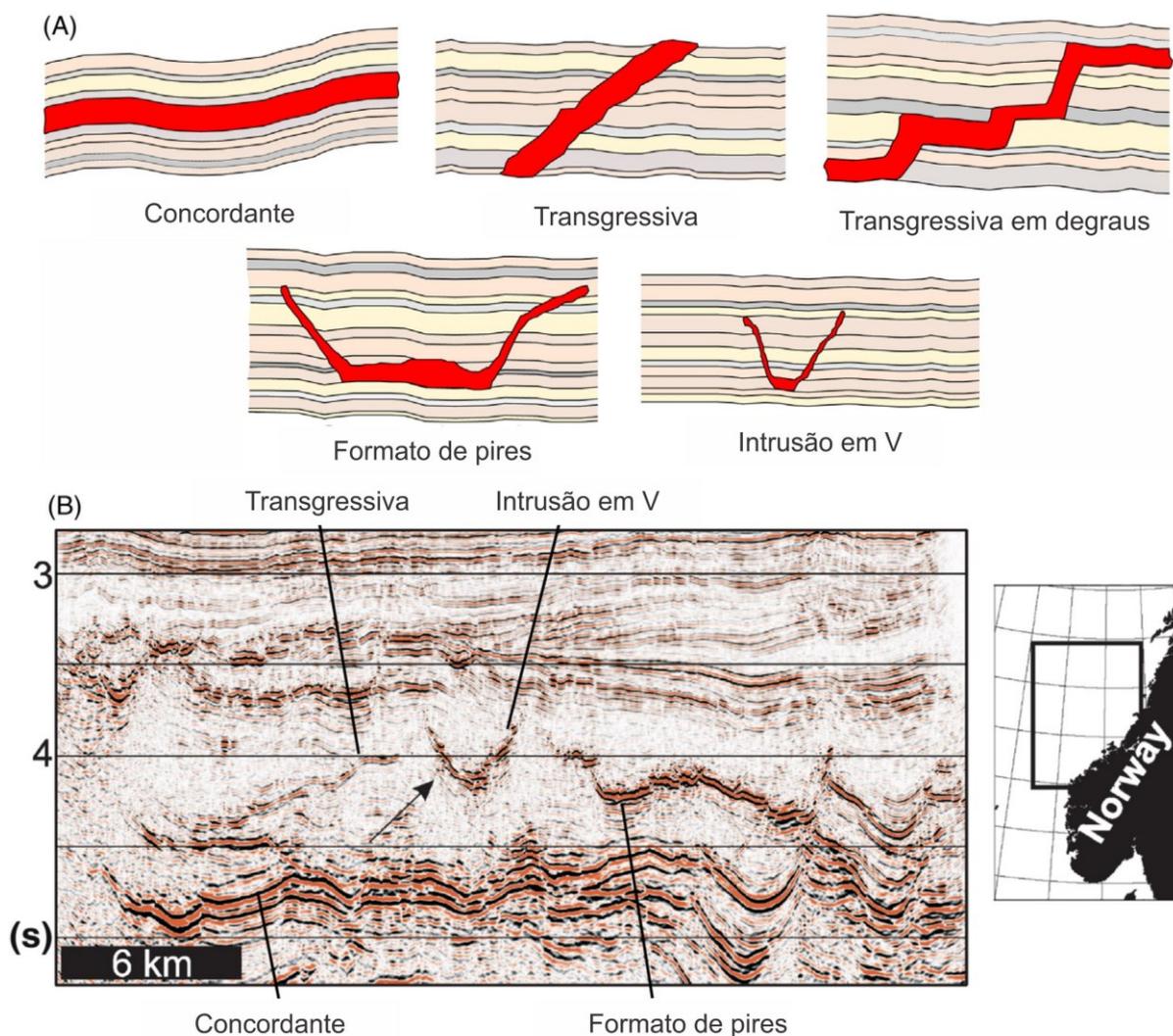
Essa definição rigorosa é baseada em observações em escala de afloramentos, que são de extensão limitada alcançando no máximo algumas centenas de metros (GALLAND et al., 2018). No entanto levantamentos sísmicos de grande escala revelaram que soleiras podem estender-se por até algumas centenas de quilômetros (GALLAND et al., 2018), e além disso é comum que soleiras sejam localmente discordantes em relação a estrutura da rocha encaixante (POLTEAU et al., 2008). Tais conhecimentos levaram a uma definição menos rigorosa, assim soleiras são intrusões predominantemente concordantes com a estruturas das rochas encaixantes (GALLAND et al., 2018).

A classificação dos tipos de soleiras foi desenvolvida, principalmente, com base em interpretações de levantamentos sísmicos e leva em consideração grau de concordância da soleira com a estrutura da rocha encaixante (JACKSON;

SCHOFIELD; GOLENKOV, 2013; PLANKE et al., 2005). Os cinco tipos, sumarizados em Galland et al. (2018), são:

- iv. **Soleiras concordantes:** equivalem a definição original, são intrusões tabulares concordantes com a estrutura da rocha encaixante (Figura 11). Geralmente formam-se em porções mais profundas que as demais;
- v. **Soleiras transgressivas:** são aquelas que atingem níveis mais altos da estratigrafia em um ângulo oblíquo em relação a estrutura da rocha encaixante. A totalidade da intrusão pode apresentar ângulo oblíquo em relação a encaixante (Figura 11) ou a transgressão pode se dar em degraus, alternando porções concordantes e porções com mergulho acentuado em relação a estrutura das rochas encaixantes (Figura 11);
- vi. **Soleiras em formato de pires:** São intrusões simétricas em formato de pires (Figura 11), podem ser divididas em três partes: (1) a base é formada por soleira sub-horizontal central; (2) soleira transgressiva ao longo das bordas da soleira central; (3) soleira sub-horizontal externa;
- vii. **Intrusões em V:** correspondem a soleira em formato de pires, porém com a porção central relativamente menos extensa e com porções transgressivas mais inclinadas (Figura 11). Essas intrusões são comuns nas porções mais rasas da crosta;
- viii. **Soleiras Híbridas:** são aquelas que apresentam características de soleiras transgressivas, soleiras em formato de pires e intrusões em V.

Figura 11. Tipos de soleiras. A) Desenhos esquemáticos dos diferentes tipos de soleiras. B) Perfil sísmico do Complexo de Soleiras de Gleipne, Bacia de Vøring, Noruega, exibindo soleiras de diferentes morfologias (PLANKE et al., 2005).

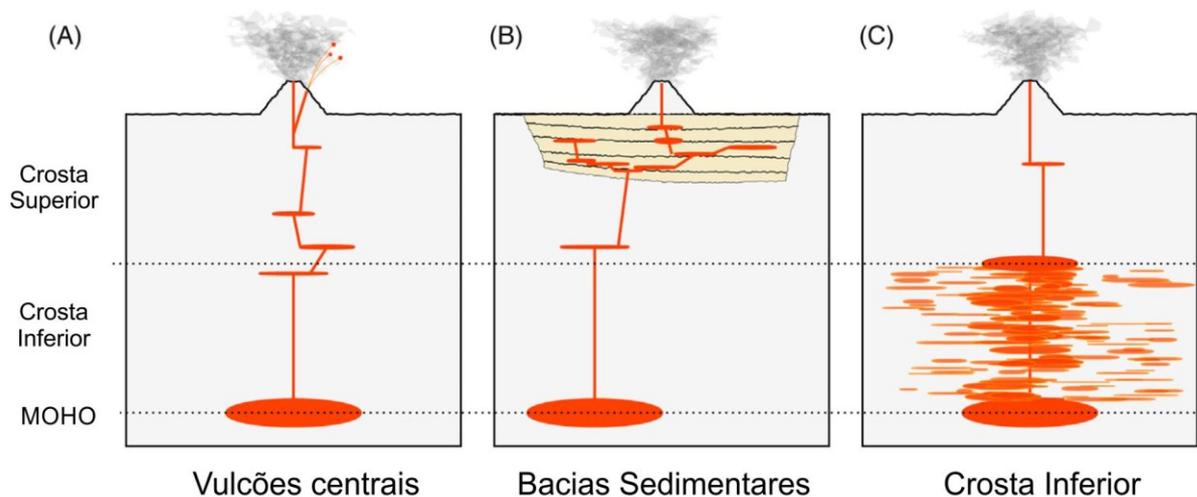


Fonte: Modificado de GALLAND et al. (2018)

2.4.2 Ocorrência

Soleiras são encontradas em diversos contextos geológicos onde tenham ocorrido eventos magmáticos, os quais podem ser simplificados em: vulcões centrais, bacias sedimentares e crosta inferior (Figura 12). Tal classificação não representa relações exclusivas, vulcões centrais podem ocorrer em bacias sedimentares, assim como é provável que as soleiras da crosta inferior façam parte do sistema alimentador de vulcões centrais, esses são apenas dois exemplos dentre os diversos cenários possíveis (GALLAND et al., 2018).

Figura 12. Desenhos esquemáticos mostrando os principais ambientes geológicos onde ocorrem soleiras. A) Vulcões centrais, como em riftes vulcânicos e ilhas oceânicas. B) Bacias sedimentares. C) Crosta inferior.



Modificado de GALLAND et al. (2018).

2.4.3 Soleiras em Bacias Sedimentares

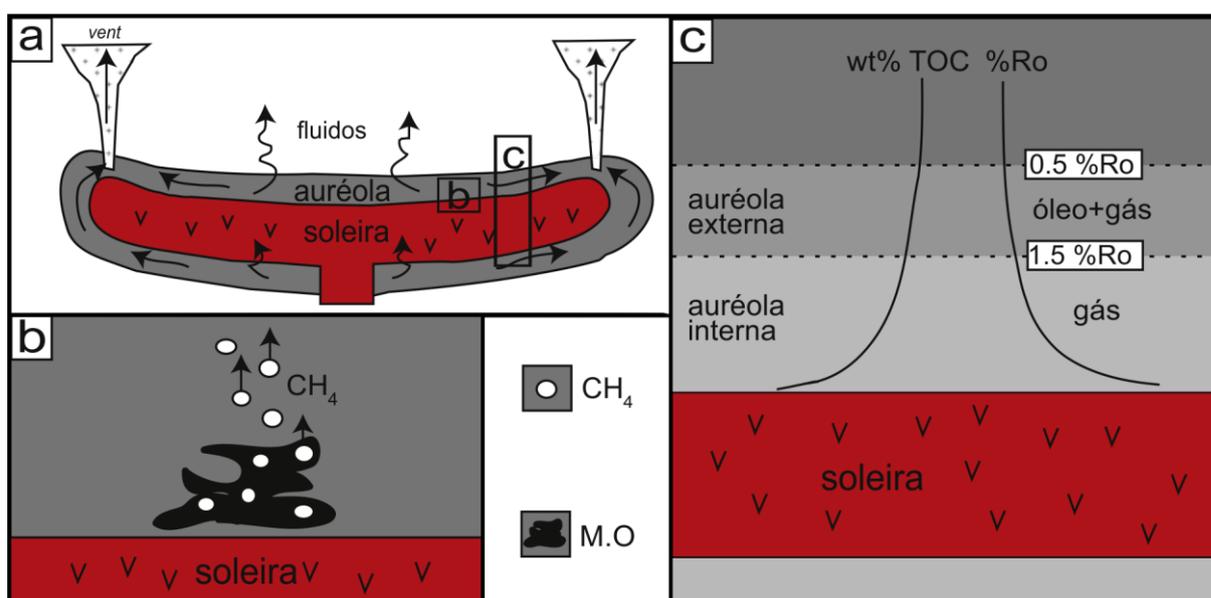
Os complexos de soleiras mais volumosos, em bacias sedimentares, são aqueles associados a colocação de Grandes Províncias Ígneas (LIPs – sigla em inglês; GALLAND et al., 2018), como é caso da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) associada a Bacia do Paraná. No contexto das LIPs as soleiras, geralmente, ocorrem como intrusões doleríticas com disjunções colunares, e podem atingir espessuras na casa de algumas centenas de metros (GALLAND et al., 2018). Essas soleiras atuam como um dos principais carreadores de magma no sistema de alimentação dos derrames de lavas basálticas associados as LIPs (MUIRHEAD et al., 2014).

Soleiras, também, são constituintes essenciais de VIPs de vulcões *backarc* em bacias sedimentares (GALLAND et al., 2018). Em contraste com o magmatismo basáltico das LIPs, soleiras associadas ao magmatismo de retro arco apresentam composições andesíticas (GALLAND et al., 2018). Um exemplo ocorre na Bacia de Neuquén na Argentina, onde o magmatismo de retro arco do Mioceno, levou a colocação de um complexo de soleiras ao longo de sequencias sedimentares do Mesozoico, compostos principalmente por folhelhos ricos em matéria orgânica (SPACAPAN et al., 2017).

2.4.4 Auréolas de contato

A auréola de contato ou auréola termal (Figura 13) pode ser definida como a área na rocha encaixante onde ocorrem transformações no conteúdo orgânico em decorrência do calor da intrusão, ou seja, a região com grau de maturação mais elevado quando comparado com as condições pré-intrusão (AARNES et al., 2010; CIOCCARI; MIZUSAKI, 2019). No presente trabalho os termos “auréola de contato” e “auréola termal” farão referência a zona de alteração termal da matéria orgânica contida em encaixantes sedimentares em contato com soleiras de composição básica.

Figura 13. Modelo esquemático de auréola de contato em torno de soleira.



Fonte: Modificado de (AARNES et al., 2010).

O conteúdo orgânico contido nas rochas sedimentares da região da auréola de contato passa pelos diversos processos de alteração termal da M.O, descritos na seção 2.3 deste trabalho. De maneira geral o querogênio passa por uma progressiva perda de carbono (Figura 13 b, c), e conseqüentemente por um progressivo aumento de sua ordenação estrutural. Esse processo pode ser mensurado observando o aumento da reflectância da vitrinita ($\text{Ro}\%$) na direção do contato com a soleira (Figura 13 c).

Um dos fatores chave discutidos na literatura é a determinação da espessura de auréolas de contato. Aarnes et al. (2010), propuseram um modelo numérico para determinação da espessura de auréolas termais. O trabalho foi desenvolvido com um

banco de dados de 36 estudos de caso, em que a espessura das auréolas (região com $R_o\% > 1\%$) varia entre 20% e 200% da espessura de suas respectivas soleiras. Foram utilizados três fatores no modelo: (1) temperatura da intrusão; (2) temperatura da encaixante no momento da intrusão; (3) espessura da soleira. O modelo resultante da análise de regressão linear dos 36 casos, foi capaz de prever a espessura das auréolas do banco de dados, mesmo sem levar em consideração os dados de $R_o\%$. Dentre os três fatores, que compõe o modelo, a temperatura da encaixante no momento da intrusão foi o que mostrou maior impacto no desenvolvimento das auréolas. Assim pode se esperar que um aumento de 50°C na temperatura da encaixante tenha um efeito maior que um aumento de 50°C na temperatura da intrusão, ao passo que um aumento de 50 m na espessura da soleira terá um efeito intermediário (AARNES et al., 2010). Outro fator importante, revelado nesse estudo, é a tendência de intrusões menos espessas (< 25 m) formarem auréolas de menor espessura, quando comparado aquelas de soleiras espessas (> 50 m). Vale ressaltar que esse modelo é aplicável para regiões onde as soleiras são suficientemente espaçadas verticalmente, em regiões caracterizadas por múltiplas intrusões as auréolas podem se sobrepor em decorrência do grande incremento de temperatura ao gradiente termal local (AARNES et al., 2010, 2011).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 BACIA DO PARANÁ

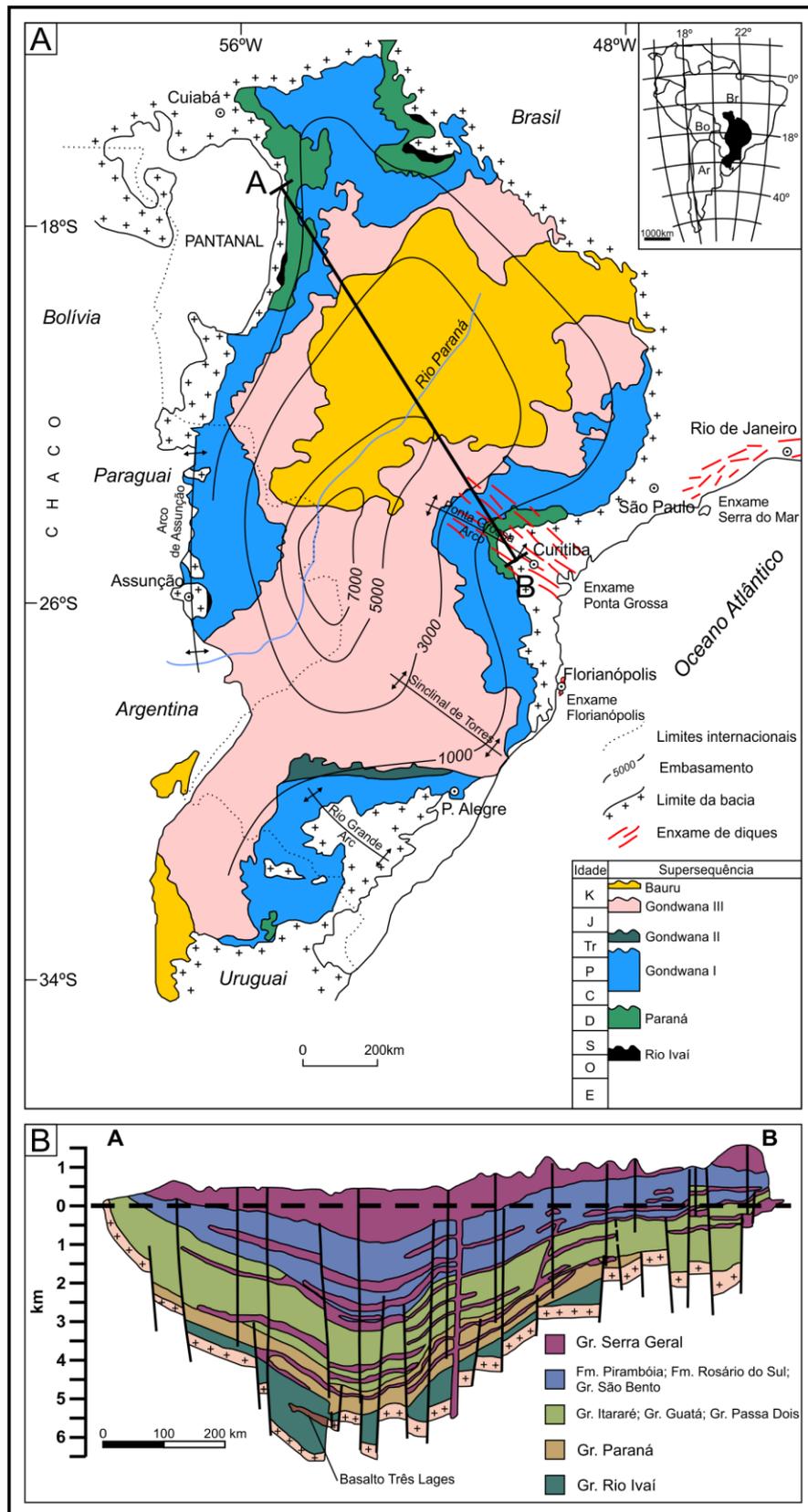
A Bacia do Paraná (BP - Figura 14), situada na porção sudoeste da Plataforma Sul-Americana, abriga uma sucessão sedimentar-magmática com rochas de idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. Esta bacia, de forma ovalada com eixo maior na direção N-S, possui uma área total de aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados incluindo porções territoriais do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (MILANI, 2004). O contorno atual da bacia é caracterizado por limites de natureza erosiva relacionados com a evolução tectônica do continente sul-americano, em especial aqueles relacionados à abertura do Oceano Atlântico (MILANI et al., 2007).

No depocentro estrutural da bacia, onde corre o Rio Paraná, o pacote sedimentar-magmático que compõe o registro estratigráfico da sinéclise pode atingir uma espessura máxima de 7 mil metros (MILANI et al., 2007).

Milani (1997), com base no conceito de supersequências (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977), reconheceu seis unidades de segunda ordem no arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná: Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Supersequência Paraná (Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico), Supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Supersequência Bauru (Neocretáceo).

As três primeiras superssequências são caracterizadas por sequências sedimentares que definem ciclos transgressivos-regressivos do Paleozoico. Destaca-se a ocorrência de períodos glaciais entre o Carbonífero e o Permiano registrados no Grupo Itararé (Supersequência Gondwana I). O período pós Permiano é marcado por sequências sedimentares de origem continental, com destaque para o processo de desertificação do Mesozoico, associado a atividade vulcânica decorrente do processo de abertura do Oceano Atlântico (MILANI et al., 2007).

Figura 14. A) Mapa da Bacia do Paraná e suas Superseqüências. B) Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná.



Fonte: A) Modificado de (MILANI 2004). B) Modificado de (MILANI; ZALÁN, 1998).

3.1.1 Supersequência Gondwana I

A Supersequência Gondwana I, maior volume sedimentar da BP, compreende rochas sedimentares do Neocarbonífero até o Eotriássico. A acumulação sedimentar desta supersquência constitui um ciclo transgressivo-regressivo completo, associado as oscilações do nível do Oceano Panthalassa no interior do Gondwana. O soerguimento de arcos decorrentes da tectônica compressional nas margens do Gondwana fecharam a BP, limitando incursões marinhas da provenientes da porção oeste. Esse processo de soerguimento acompanhou ocorreu durante todo o período de deposição da supersequência, que em subsuperfície possui uma espessura total de 2500 m. A Supersequência Gondwana I é composta estratigraficamente pela Formação Aquidauana, Formação Lagoa Azul, Formações Campo Mourão e Taciba (Grupo Itararé), formações Rio Bonito e Palermo (Grupo Guatá), formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro (Grupo Passa Dois), formações Piramboia e Sanga Cabral (MILANI et al., 2007).

3.1.1.1 Grupo Itararé

O Grupo Itararé aflora nas bordas noroeste e sudeste da BP, região geograficamente correspondente à faixa que se estende desde o sudoeste de Minas Gerais até a porção leste de Santa Catarina (WEINSCHÜTZ; CASTRO, 2004). Em relação a história evolutiva da BP, o Grupo Itararé compreende um significativo registro do período glacial que ocorreu entre o Carbonífero e o Permiano na porção oeste do Gondwana.

O registro sedimentar que compõe o Grupo Itararé, depositado sobre rochas das formações Furnas e Ponta Grossa (Supersequência Paraná) e sobre rochas do embasamento cristalino Pré-Cambriano, possui espessura máxima em subsuperfície na ordem de 2500m, e idade entre o Neocarbonífero (Bashkiuriano, 318 Ma) e o Eopermiano (Artinskiano, 276 Ma) (MILANI et al., 2007).

A deposição do Grupo Itararé foi marcada por uma ampla variação paleoambiental em decorrência da tectônica ativa que promoveu subsidências e soerguimentos das áreas adjacentes e do movimentação do Gondwana que promoveu grandes mudanças no clima que passou de glacial para temperado a medida que o continente se afastou do polo Sul (e.g MOURO et al., 2017). Ocorreram

ambientes fluvio-deltáicos a marinhos plataformais, sujeitos a influência da glaciação (MILANI et al., 2007).

O Grupo Itararé foi formalmente proposto por Schneider et al. (1974), com base levantamentos em subsuperfície realizados pela Petrobras na região centro-norte do estado de Santa Catarina e na região sul do Paraná, e subdividido nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. No entanto, para França e Potter (1988) o Grupo Itararé possui três ciclos deposicionais associados a oscilações do nível do mar. Na compartimentação litoestratigráfica estes ciclos correspondem à três formações caracterizadas por ciclos de granodecrescência ascendente, são elas: Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba.

Weinschütz e Castro (2004) mostram a pequena, porém importante, diferença entre as duas propostas (Quadro 5), enquanto Schneider et al. (1974) incluem o “Membro Lontras”, na base da Fm. Rio do Sul, França e Potter (1988) posicionam o “Folhelho Lontras” no topo da Fm. Campo Mourão, representando assim porção fina do segundo ciclo de granodecrescência ascendente (Campo Mourão).

Quadro 5. Correlação entre as cartas estratigráficas propostas para o Grupo Itararé.

Schneider et al. (1974)	França e Potter (1988)	Weinschütz (2001)
Fm. Rio do Sul	Fm. Taciba	Fm. Rio do Sul Superior
		Fm. Rio do Sul Média
Fm. Mafra	Fm. Campo Mourão	Fm. Rio do Sul Inferior (Mb. Lontras)
		Fm. Mafra Superior
		Fm. Mafra Média
		Fm. Mafra Inferior
Fm. Campo do Tenente	Fm. Lagoa Azul	Fm. Campo do Tenente

Fonte: Modificado de (WEINSCHÜTZ; CASTRO, 2004).

3.1.1.1.1 Formação Taciba

A Formação Taciba corresponde ao terceiro ciclo de granodecrescência ascendente do Grupo Itararé, sendo dividido em três membros: Rio Segredo (arenito); Chapéu do Sol (diamictitos) e Rio do Sul (ritmito, siltito e folhelho) (FRANÇA;

POTTER, 1988). Segundo França e Potter (1988) a deposição da Formação Taciba se deu em ambiente marinho profundo.

Weinshütz e Castro (2006) usando testemunhos de 4 poços e afloramentos da região de Mafra/Itaiópolis, constataram que o Membro Rio Segredo é ausente na região. Assim os diamictos do Membro Chapéu do Sul estão depositados diretamente sobre o Membro Lontras (porção superior da Formação Campo Mourão). Os autores, aplicando os conceitos da estratigrafia de sequências, separaram a Formação Taciba em duas sequências deposicionais TC-1 e TC-2, associadas a ambientes glacial e interglacial, respectivamente. Os siltitos do Membro Rio do Sul representam um trato de sistema de mar alto da porção superior da sequência TC-2.

3.1.2 Supersequência Gondwana III

A Supersequência Gondwana III corresponde a sequência sedimentar-magmática, com idades entre Neojurásico e Eocretáceo. Esta supersequência é composta por arenitos eólicos da Formação Botucatu e por rochas ígneas do Grupo Serra Geral (elevado a nível de grupo por Rossetti et al. (2017)). A Formação Botucatu está associada ao processo de desertificação do interior do Gondwana. Já o Grupo Serra Geral, caracterizado por derrames, diques e soleiras, e é associado ao evento magmático que culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul (MILANI et al., 2007). Os aspectos referentes ao Grupo Serra Geral serão abordados no item sobre a Província Magmática Paraná Etendeka (PMPE).

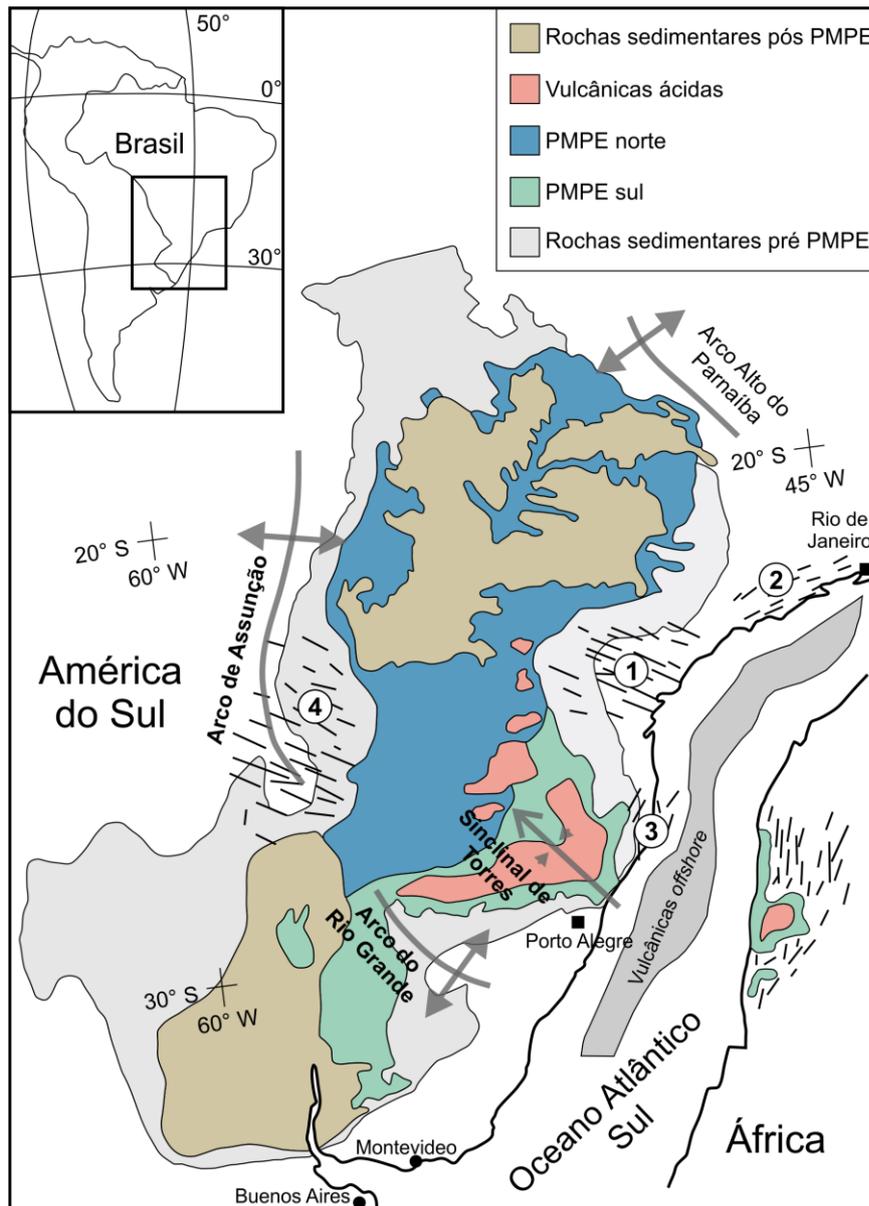
3.2 PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA (PMPE)

A Província Magmática Paraná-Etendeka (Figura 15) é uma das maiores ocorrências de basaltos continentais do planeta, sendo composta principalmente por extensos derrames de lava com volume estimado em 800.000 km³. A sua origem é associada ao processo de ruptura do Gondwana ocorrido durante o Cretáceo Inferior, assim a província ocupa porções do continente sul-americano e da África. Stewart et al. (1996), com uso de datações radiométricas, determinaram que o período de formação da PMPE foi de 138 a 127 Ma, já Nardy et al. (2002) constataram que o ápice do magmatismo ocorreu a 132 Ma.

No continente sul-americano a província abrange a porção centro-sul Brasil, leste do Uruguai, nordeste da Argentina e extremo leste do Paraguai, correspondendo

a cerca de 90% da área da PMPE, o restante da província está localizada na porção oeste da Namíbia no continente africano. No Brasil, sob o contexto da Bacia do Paraná, as rochas da PMPE comportam a unidade estratigráfica definida como Grupo Serra Geral (GSG) (MILANI et al., 2007; ROSSETTI et al., 2017).

Figura 15. Mapa geológico simplificado da Província Magmática Paraná-Etendeka. 1) Enxame de diques Ponta Grossa. 2) Enxame de diques Santos-Rio de Janeiro. 3) Enxame de diques Florianópolis. 4) Enxame de diques Paraguai.



Fonte: Modificado de (ROSSETTI et al., 2017).

Os derrames da PMPE são predominantemente compostos de basaltos de afinidade toleítica, cujo volume estimado é de cerca de 790.000 km³, ao passo que os

derrames de rochas ácidas e intermediárias correspondem, aproximadamente, a 3% do volume total de derrames, cerca de 16.000 km³. Bellieni et al. (1984), em extenso trabalho de geoquímica, classificaram os basaltos do GSG em dois grandes grupos: baixo titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$) e alto titânio ($2 \leq \text{TiO}_2 \leq 3\%$ e $\text{TiO}_2 \geq 3\%$). De maneira geral os alto titânio se concentram na porção norte, enquanto os baixo titânio se concentram na porção centro-sul da província. Esta classificação tem sido usado em diversos trabalhos e é um dos critérios utilizados por Rossetti et al. (2017) na definição das formações que compõe o GSG na calha de Torres.

3.2.1 Corpos intrusivos associados a PMPE

Grandes volumes de magma de composições básicas e intermediárias, contemporâneos aos derrames do GSG, ocorrem na forma de corpos intrusivos tabulares (diques e soleiras). Frank et al. (2009) estimaram que o volume de total de corpos intrusivos do tipo soleira é de aproximadamente 112.000 km³, ainda não há estimativa de volume para os diques.

Os diques ocorrem principalmente, na forma de enxames, cortando rochas do embasamento cristalino na porção leste da PMPE, no entanto podem ser encontrados em toda a Bacia do Paraná. Os enxames de diques Ponta Grossa (1 na Figura 15), Santos-Rio de Janeiro (2 na Figura 15) e Florianópolis (3 na Figura 15) são particularmente importantes, pois podem ser considerados como constituintes de uma junção tríplice associada ao início da abertura do Oceano Atlântico Sul (COUTINHO, 2008; PICCIRILLO et al., 1990).

As soleiras estão concentradas, principalmente, no limite leste da BP, mas também podem ser encontradas em toda extensão da bacia. Em geral as soleiras ocorrem em meio a pilha sedimentar paleozoica (ALMEIDA, 1986; ZALÁN et al., 1985). Zalán et al. (1986), com base em dados de 104 furos de sondagem, mostraram que grande parte das soleiras se encontram em profundidades entre 1.700 e 1.900 m.

4 MATERIAL E MÉTODO

4.1 MATERIAL

As nove lâminas palinofaciológicas utilizadas no presente trabalho são da coleção do Laboratório de Geoquímica (DGL – UFSC) e fizeram parte do projeto de caracterização paleoambiental da porção superior da Formação Taciba na região de Itaiópolis, SC, desenvolvido no âmbito do PFRH-240 durante os anos de 2015 e 2016. Todavia, as descrições do afloramento, do procedimento de amostragem e do método utilizado na confecção das lâminas, são de extrema importância para o presente trabalho e serão aqui apresentadas.

4.1.1 Afloramento e amostragem

O trabalho de campo foi realizado em junho de 2015 no município de Itaiópolis no norte do estado de Santa Catarina. A região, de Itaiópolis, possui diversas exposições do intervalo entre do Grupo Itararé e o Grupo Guatá. Além disso, em muitos dos afloramentos ocorrem soleiras de composição básica, de baixo titânio, do Grupo Serra Geral entre a passagem das unidades sedimentares (Figura 16).

Figura 16. Exemplo de exposição de soleira do Gr. Serra Geral ao longo do contato entre os grupos Itararé e Guatá. Pedreira Bemara, Itaiópolis, SC.

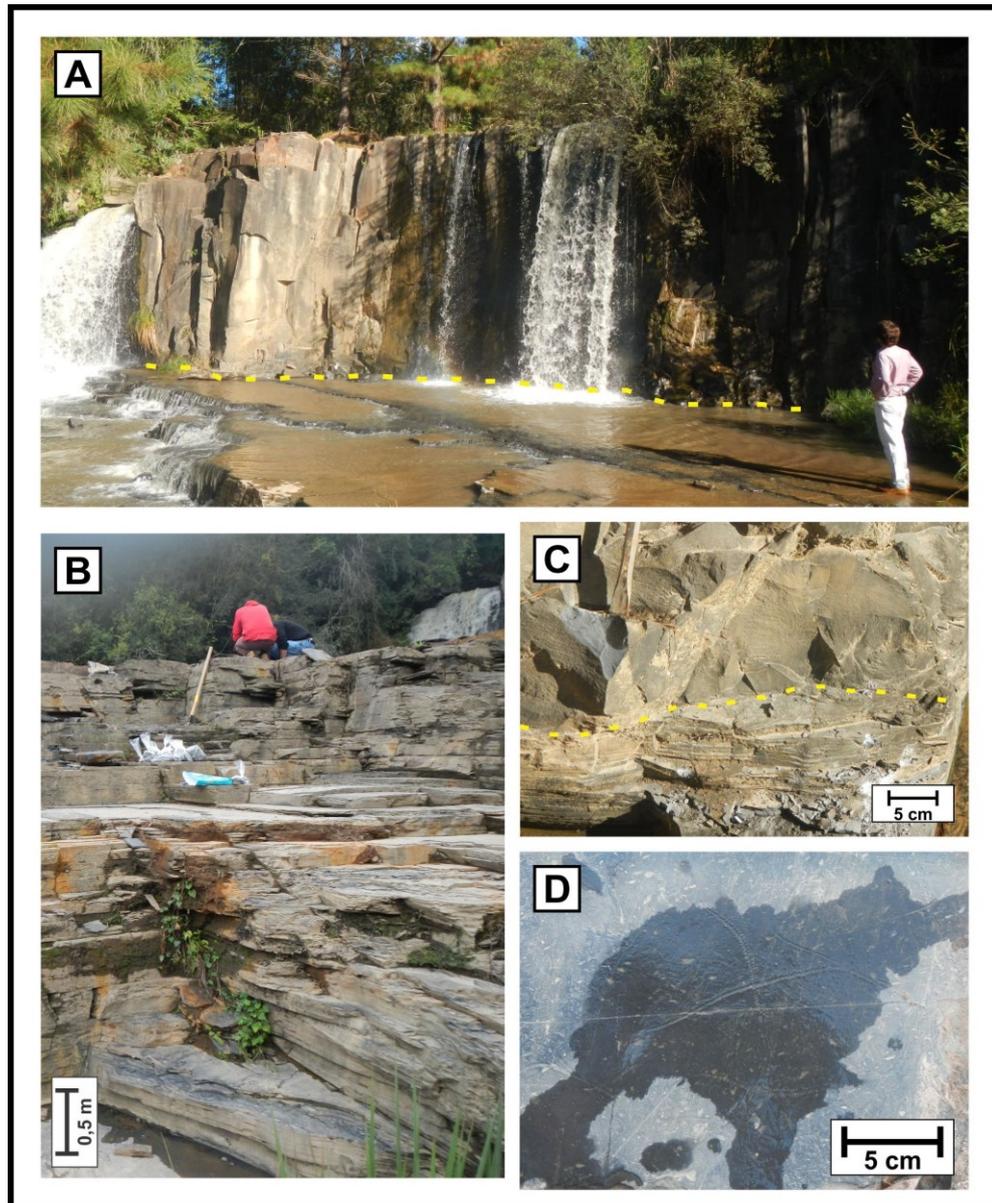


Fonte: Acervo Prof. Dr. Breno Leitão Waichel.

O afloramento estudado, “José Guelbeck” (JB), está localizado em uma pequena propriedade da zona rural do município de Itaiópolis. Trata-se de uma

pedreira desativada com cerca de 15 metros de extensão lateral e 10 metros de espessura. Sendo composto na base por siltitos laminados do Membro Rio do Sul, Formação Taciba, Gr. Itararé (4,5 m de espessura – Figura 17 B) sotopostos por uma soleira de diabásio do Grupo Serra Geral com cerca de 5 metros de espessura (Figura 17 A).

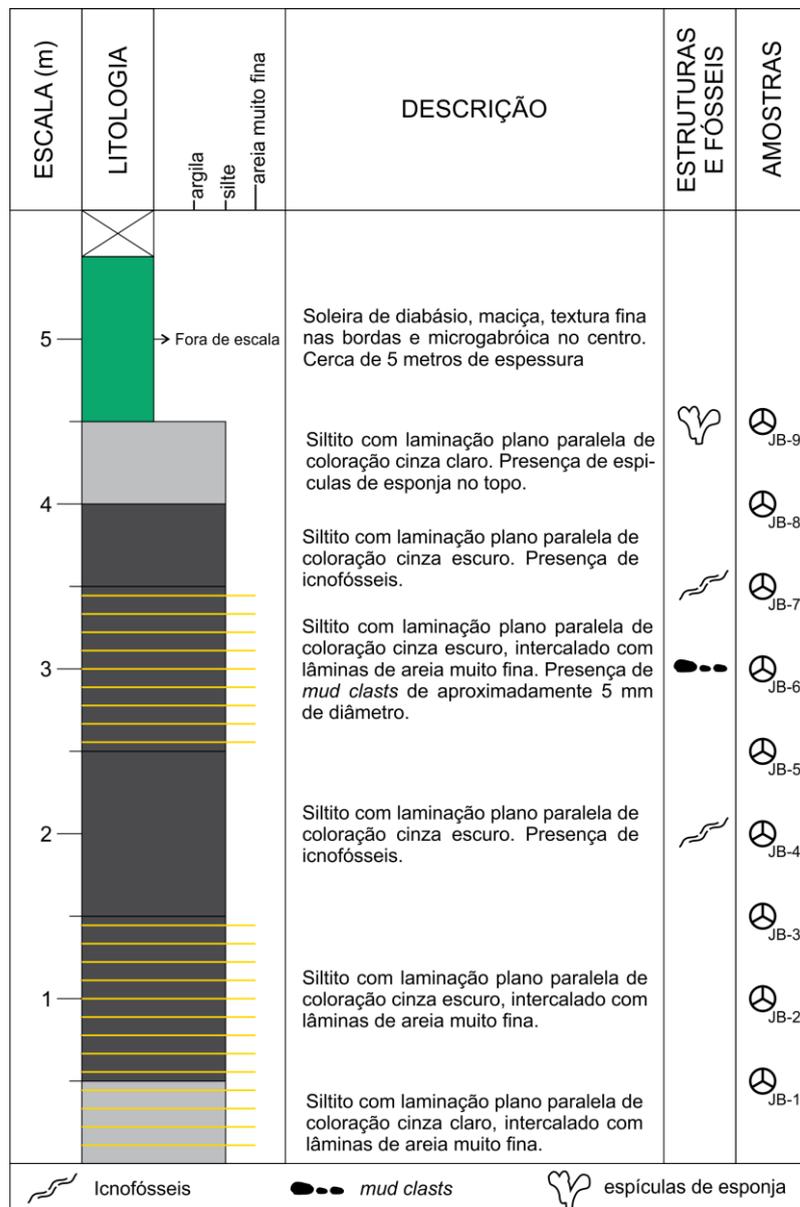
Figura 17. Afloramento José Guelbeck. A) Soleira. B) Siltito Laminado. C) Foto de detalhe do contato entre a soleira (Grupo Serra Geral) e os siltitos do membro Rio do Sul, Formação Taciba, Grupo Itararé. D) Icnofósseis encontrados no nível 2,5 m do siltito.



Fonte: Do autor, 2015.

Na Figura 18 é apresentada uma descrição detalhada das litologias aflorantes. Destaca-se a presença de icnofósseis (Figura 17 D) nos níveis 2,5 e 3,5 m. Nestes mesmos níveis foram encontrados *mud clasts*, de aproximadamente 5 mm de diâmetro, que são característicos em sequências depositadas sob fluxos turbulentos. No topo da porção sedimentar foram encontradas espículas de esponjas calcáreas, o que indica que a deposição ocorreu em ambiente marinho (MOURO et al., 2015).

Figura 18. Seção esquemática do afloramento JB, com descrição detalhada das litologias, estruturas, fósseis e posicionamento das amostras.



Fonte: Do autor, 2020.

Na zona de contato entre o siltito e a soleira foi identificada uma aureola de contato com aproximadamente 10 cm de espessura, onde o siltito encontra-se maciço, não sendo possível identificar a laminação plano-paralela que é característica nos níveis inferiores.

Foram coletadas nove amostras do siltito, uma a cada 50 cm a partir do contato com a soleiras (Quadro 6.) O procedimento de coleta foi simples com uso de martelo e talhadeira, a fração superficial de cada ponto de amostragem foi descartada a fim de obter amostras com o menor grau de alteração possível.

Quadro 6. Lista de amostras e posicionamento em relação a soleira.

Amostra	Distância Soleira (m)
JB-1	4
JB-2	3,5
JB-3	3
JB-4	2,5
JB-5	2
JB-6	1,5
JB-7	1
JB-8	0,5
JB-9	0

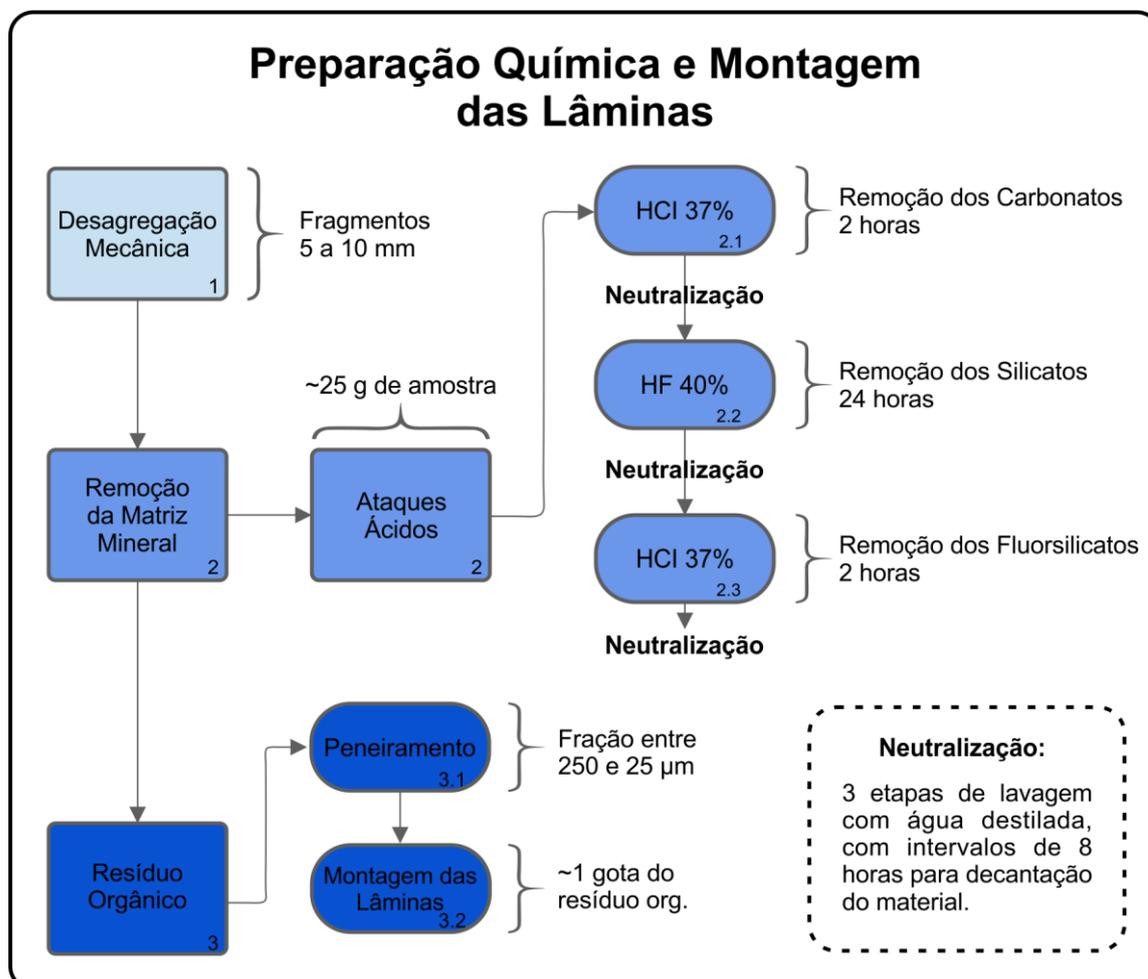
Fonte: Do autor, 2020.

4.1.2 Preparação química e montagem das lâminas

A escolha do método de preparação de amostras depende de uma série de fatores, como idade do material, composição da matriz mineral, estado de alteração das amostras, presença de contaminantes nas amostras (normalmente por fluidos de perfuração), objetivos do estudo, entre outros. Porém, de maneira geral a preparação química proporciona a liberação e posterior concentração do querogênio contido nas rochas sedimentares, através de ataques com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF).

Considerando os objetivos do presente trabalho, optou-se por utilizar o “Método prático de preparação palinológica em sedimentos do pré-Mesozoico” proposto por Quadros e Melo (1987), por ser um método não oxidativo, atendendo assim o requisito de não alterar a cor do querogênio. As etapas que compõe o método serão descritas a seguir e estão sumarizadas na Figura 19.

Figura 19. Fluxograma das etapas utilizadas na preparação das amostras.



Fonte: Do autor, 2020.

4.1.2.1 Desagregação Mecânica

Inicialmente as amostras foram submetidas a um processo de desagregação mecânica manual, com o objetivo de obter fragmentos com tamanho de 5 até 10 mm. Em seguida 25 gramas de cada amostra foram acondicionadas em béqueres de polipropileno (resistentes ao HF) de 1000 mL, previamente etiquetados.

4.1.2.2 Remoção da Matriz Mineral

4.1.2.2.1 Ácido Clorídrico 1

Adicionou-se cerca de 100 mL, ou quantidade suficiente para cobrir amostra, de HCl a 37% em cada béquer. Nesta etapa o tempo de reação foi de 2 horas, a fim de eliminar a fração mineral carbonática. Em seguida, o material foi neutralizado com uso de água destilada.

A etapa de neutralização do material consistiu em adicionar água destilada ao recipiente que contém a amostra. Após um período de decantação de 8 horas, a mistura água-ácido foi descartada em recipiente adequado. Repetiu-se esta operação por três vezes.

4.1.2.2.2 Ácido Fluorídrico

Adicionou-se cerca de 200 mL, ou quantidade suficiente para cobrir a mistura restante da etapa anterior, de ácido fluorídrico a 40%. O tempo de reação foi de 24 horas, com o objetivo de remover os silicatos que compõe a fração mineral. Em seguida foi empregado o mesmo processo de neutralização descrito na etapa anterior.

4.1.2.2.3 Ácido Clorídrico 2

Esta etapa teve como objetivo remover os fluorossilicatos formados durante a reação do ácido fluorídrico. Foram adicionados cerca de 100 mL de HCl a 37%, o tempo de reação foi de 2 horas. O processo de neutralização foi o mesmo das etapas anteriores.

4.1.2.3 *Peneiramento*

Após a etapa de ataques ácidos, foi utilizado a técnica de peneiramento com objetivo de selecionar a fração orgânica com tamanho entre 250 e 25 μm . Os resíduos orgânicos finais foram acondicionados em recipiente hermeticamente fechados com água destilada.

4.1.2.4 *Montagem das Lâminas*

Na montagem das lâminas palinofaciológicas foram utilizadas lâminas de vidro (25,4 x 76,2 mm) e lamínulas de vidro (24 x 40 mm). As lamínulas foram higienizadas com álcool 70% e dispostas sobre chapa aquecedora com temperatura entre 40 e 50°C. Foram colocadas algumas gotas de água destilada e de goma de

acácia e uma gota do resíduo orgânico. O material orgânico foi espalhado por toda a extensão da lamínula, e após a secagem a lamínula foi colada na lâmina com uso de *Entellan-Merck*. Foram montadas duas lâminas para cada amostra.

A preparação química das amostras e a montagem das lâminas palinofaciológicas foi realizada no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LPMMT- IG/UFRGS). Os resíduos orgânicos assim como uma lâmina de cada amostra estão armazenados na Palinoteca do LPMMT- IG/UFRGS (Quadro 7). As demais lâminas estão armazenadas no acervo do Laboratório de Geoquímica da Universidade Federal de Santa Catarina (LABGEOQ; Quadro 7)

Quadro 7. Lista de amostras e número de catálogo correspondente.

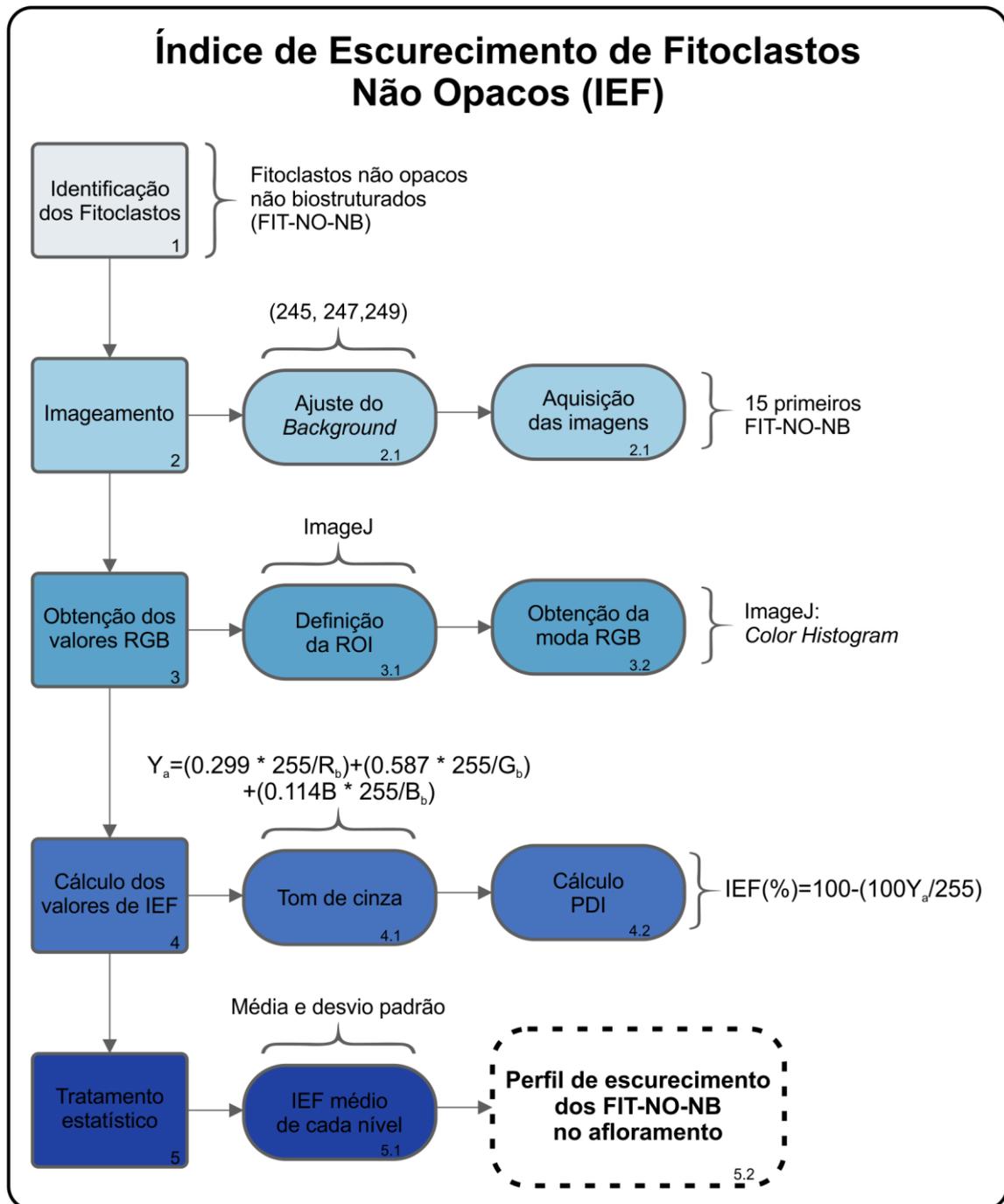
Amostra	Distância Soleira (m)	Numeração Palinoteca LPMMT UFRGS	Numeração LABGEOQ UFSC
JB-1	4	MP-P 12012	UFSC LG 010
JB-2	3,5	MP-P 12013	UFSC LG 011
JB-3	3	MP-P 12014	UFSC LG 012
JB-4	2,5	MP-P 12015	UFSC LG 013
JB-5	2	MP-P 12016	UFSC LG 014
JB-6	1,5	MP-P 12017	UFSC LG 015
JB-7	1	MP-P 12018	UFSC LG 016
JB-8	0,5	MP-P 12019	UFSC LG 017
JB-9	0	MP-P 12020	UFSC LG 018

Fonte: Do autor, 2020.

4.2 MÉTODO

O Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos (IEF), método proposto neste trabalho, consiste em uma adaptação do já usualmente utilizado Índice de Escurecimento de Palinomorfos (PDI – apresentado na sessão 2.3.5.3). Ao contrário do PDI que é baseado em medidas pontuais de valores RGB em palinofórmos, o IEF faz uso dos Fitoclastos Não Opacos Não Bioestruturados (FIT-NO-NB), assim como se baseia nos valores da moda RGB de regiões de interesse (ROI) de uma série de imagens em uma mesma lâmina. A seguir serão descritos os procedimentos que compõe o IEF, tais procedimentos estão sumarizados na Figura 20.

Figura 20. Fluxograma dos procedimentos que compõe o Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos.



Fonte: Do autor, 2020.

4.2.1 Identificação e classificação dos fitoclastos

A identificação e classificação dos fitoclastos foi realizada com uso do Microscópio Invertido Olympus IX 83 nas dependências do Laboratório Multiusuário de Estudos em Biologia (LAMEB) do Centro de Ciências Biológicas da Universidade

Federal de Santa Catarina. Esta etapa teve como objetivo selecionar o grupo dos Fitoclastos Não Opacos Não Bioestruturados, com base no sistema de classificação proposto nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995), apresentado na sessão 2.2.1 deste trabalho e sumarizada no Quadro 3.

4.2.2 Imageamento

A etapa de imageamento, também, foi realizada com uso do Microscópio Invertido Olympus IX 83 (luz transmitida) no LAMEB. O microscópio está equipado com uma câmera digital colorida de 17 mega pixels (Olympus DP73), e com o software captura de imagens CellSens Dimension 1.12. Vale ressaltar que a sala de microscopia do LAMEB possui controle de luminosidade, as janelas são vedadas para evitar a influência da luz natural que varia ao longo do dia.

Ao iniciar uma etapa de imageamento, a lâmpada do microscópio foi ajustada no nível de máxima intensidade por um período de 10 minutos, com intuito de evitar instabilidades. O ajuste do *background* de iluminação seguiu os procedimentos recomendados por Goodhue e Clayton (2010) para o PDI. A combinação RGB (245, 247, 249) foi a mais estável dentre as possibilidades testadas, os valores foram atingidos utilizando o nível 6,7 de intensidade da lâmpada e 12,66 ms como tempo de exposição para o sistema de captura de imagens.

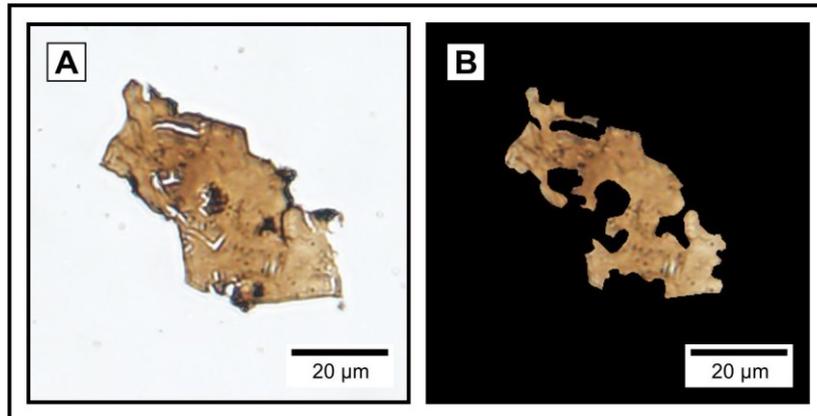
Para garantir a aleatoriedade necessária em levantamentos estatísticos, foram imageados os 15 primeiros Fitoclastos Não Opacos Não Bioestruturados (FIT-NO-NB) maiores que 20 μm encontrados em cada lâmina.

4.2.3 Obtenção dos valores RGB

Os valores RGB de cada fitoclasto foram obtidos com uso do *software* livre de análise de imagens, *ImageJ*. O procedimento consistiu em duas etapas: (1) delimitação de uma região de interesse (ROI) e (2) obtenção dos valores RGB da ROI.

A delimitação de uma ROI, realizada em todas as fotomicrografias, teve como objetivo eliminar caracteres decorrentes do estado de preservação dos FIT-NO-NB como perfurações e contorno difuso (Figura 21).

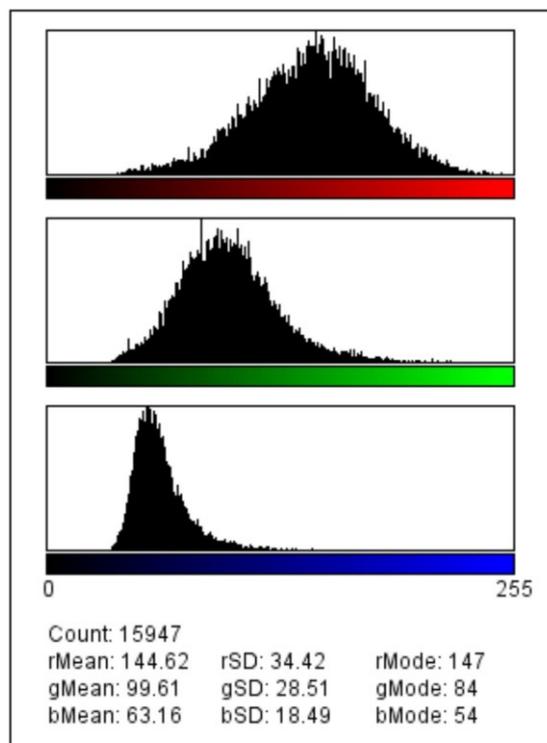
Figura 21. Exemplo de delimitação de ROI. A) Fotomicrografia original do fitoclasto JB1_4,0m_02. B) ROI do fitoclasto JB1_4,0m_02.



Fonte: Do autor, 2020.

Os valores RGB de cada ROI foram obtidos com uso da ferramenta *Color Histogram (ImageJ)*. Esta ferramenta, além de fornecer dados estáticos das medidas, também fornece histogramas das três cores construídos a partir de medidas RGB de todos os pixels selecionados na ROI (Figura 22).

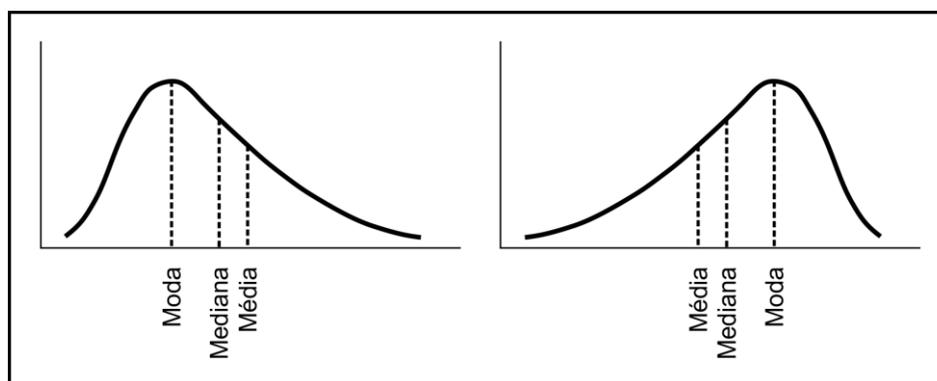
Figura 22. Exemplo de dados obtidos com uso da ferramenta *Color Histogram*. Dados referentes ao fitoclasto JB1_4,0m_02.



Fonte: Do autor, 2020.

Todos os histogramas obtidos possuem o mesmo padrão assimétrico como o apresentado na Figura 22. Quanto as cores, a verde e a vermelha apresentam maior diversidade de medidas, ao passo que a cor azul apresenta medidas mais concentradas, isso fica evidenciado nos valores de desvio padrão. Outro fator importante revelado pelos histogramas é a presença de valores extremos deslocando a média para fora da região dos valores centrais, comportamento característico de histogramas assimétricos (Figura 23 - ANDRIOTTI, 2004)). Logo, dentre os parâmetros obtidos, a moda RGB é medida de tendência central que melhor representa a cor dos fitoclastos e foi o parâmetro escolhido para o cálculo do IEF.

Figura 23. Exemplo de deslocamento das medidas de tendência central em histogramas assimétricos.



Fonte: Modificado de (ANDRIOTTI, 2004).

4.2.4 Cálculo dos valores de IEF

O cálculo do IEF seguiu, basicamente, o mesmo procedimento proposto por Goodhue e Clayton (2010) para o PDI. Primeiramente foram calculados os valores de tom de cinza, de cada fitoclasto, utilizando a equação (3) (adaptada da equação (1) apresentada na seção 2.3.5.3.3):

$$(3): Y_a = ((0,299 \times R_{moda}) \times \left(\frac{255}{R_b}\right)) + ((0,587 \times G_{moda}) \times \left(\frac{255}{G_b}\right)) + ((0,114 \times B_{moda}) \times \left(\frac{255}{B_b}\right))$$

Onde Y_a corresponde ao valor de cinza; R_{moda} ao valor da modal de vermelho obtido no fitoclasto; G_{moda} ao valor da modal de verde obtido no fitoclasto; B_{moda} ao valor da modal de azul obtido no fitoclasto; R_b , G_b e B_b correspondem aos valores de RGB do *background*.

Em seguida o IEF de cada fitoclasto foi determinado com o uso da equação (4) (adaptada da equação (2) apresentada na seção 2.3.5.3.3):

$$(4): IEF(\%) = 100 - ((100 \times Y_a)/255)$$

A fim de seguir o padrão de outros índices de maturação, o IEF varia de 0% (branco) até 100% (preto).

4.2.5 Tratamento estatístico

Nesta etapa o conjunto de valores de IEF de cada amostra foi submetido a uma análise de dispersão para detecção de possíveis valores discrepantes. O método adotado foi o da Diferença interquartil (IQR – sigla em inglês). Os quartis são os valores que marcam a divisão dos dados em quatro partes iguais, assim 25% dos dados são menores que o primeiro quartil (Q1), 50% são menores que o segundo quartil (Q2 ou mediana) e 75% dos dados são menores que o terceiro quartil (Q3). A diferença entre quartis (d_q) corresponde a diferença entre o Q3 e Q1, e é considerada uma medida robusta de dispersão (ANDRIOTTI, 2004). A regra utilizada no IQR para identificar valores discrepantes consiste em observar a presença de dados com afastamento maior do que $1,5 d_q$ em relação ao Q1 ou ao Q3.

Em seguida foi determinada a média e desvio padrão do IEF de cada amostra, considerando apenas os dados consolidados pela análise IQR. A média IEF de cada amostra e seu respectivo desvio padrão foram utilizados na construção de um perfil de escurecimento dos Fitoclastos Não Opacos Não Bioestruturados ao longo do afloramento.

5 RESULTADOS

5.1 RESULTADOS POR AMOSTRA

5.1.1 AMOSTRA JB-1

Os 15 fitoclastos imageados da amostra JB-1, proveniente da porção basal do afloramento a 4,0 m do contato com a soleira, foram classificados no grupo dos Fitoclastos Não Opacos Não Biostruturados (FIT-NO-NB). Em relação ao estado de preservação foram classificados como degradados, por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas. Quando observados sob as condições de iluminação padrão (*background* (245, 247, 249)), os fitoclastos possuem aspecto brilhoso e cor marrom claro. As fotomicrografias são apresentadas na Estampa I no apêndice A deste trabalho.

Na Tabela 1 são apresentadas as medidas de moda RGB obtidas para a amostra, assim como os valores calculados de tom cinza e de IEF. Todos os valores de IEF ficaram dentro do limite de dispersão da análise IQR, assim a média de escurecimento (IEF) para a amostra JB-1 é de 41,79% com desvio padrão de 11,72.

Tabela 1. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-1.

Amostra: JB-1	Distância p/ soleira: 4,0 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	Nº de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB1_4,0m_01	6730	207	177	124	186,16	27
JB1_4,0m_02	15841	197	149	83	161,29	36,75
JB1_4,0m_03	3304	175	84	51	111,32	56,35
JB1_4,0m_04	12630	209	181	125	189,32	25,76
JB1_4,0m_05	6250	208	173	115	183	28,24
JB1_4,0m_06	11033	179	105	53	125,52	50,77
JB1_4,0m_07	8182	195	145	95	159,65	37,39
JB1_4,0m_08	9235	215	119	57	145,68	42,87
JB1_4,0m_09	7924	197	162	112	172,56	32,33
JB1_4,0m_10	5406	189	136	77	150,22	41,09
JB1_4,0m_11	7521	181	127	74	141,93	44,34
JB1_4,0m_12	15989	154	89	49	107,58	57,81
JB1_4,0m_13	10028	158	100	56	116,31	54,39
JB1_4,0m_14	20784	195	163	117	173,12	32,11
JB1_4,0m_15	15947	147	84	54	102,96	59,62
				Média IEF:	Desvio Padrão:	
				41,79%	11,72	

Fonte: Do autor, 2020.

5.1.2 AMOSTRA JB-2

As fotomicrografias dos fitoclastos da amostra JB-2, coletada a 3,5 m do contato com a soleira, são apresentadas na Estampa II do apêndice A. Todos, os 15 fitoclastos, foram classificados em relação a morfologia no grupo dos FIT-NO-NB, e por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas foram classificados em relação ao estado de preservação como degradados. Quanto ao aspecto visual sob a iluminação padrão, os fitoclastos possuem aspecto brilhoso e cor marrom claro.

Assim como na amostra anterior, todos os dados de IEF (Tabela 2) ficaram dentro dos limites de dispersão na análise IQR. Assim o valor médio de IEF para a amostra JB-2 é de 41,23% com desvio padrão de 14,40.

Tabela 2. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-2.

Amostra: JB-2	Distância p/ soleira: 3,5 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	N° de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB2_3,5m_01	5365	136	85	45	99,09	61,14
JB2_3,5m_02	7424	216	199	145	204,74	19,71
JB2_3,5m_03	20868	194	120	68	141,03	44,69
JB2_3,5m_04	9408	156	100	59	116,04	54,50
JB2_3,5m_05	7552	216	189	155	199,85	21,63
JB2_3,5m_06	52333	206	149	95	165,49	35,10
JB2_3,5m_07	32073	181	115	53	132,21	48,15
JB2_3,5m_08	8070	194	131	80	149,10	41,53
JB2_3,5m_09	13734	161	104	62	120,37	52,80
JB2_3,5m_10	5595	214	201	77	197,40	22,59
JB2_3,5m_11	14163	142	88	51	103,47	59,42
JB2_3,5m_12	6516	143	91	55	106,07	58,40
JB2_3,5m_13	7289	197	154	86	164,67	35,42
JB2_3,5m_14	5736	194	148	88	160,34	37,12
JB2_3,5m_15	13235	206	178	139	188,21	26,19
				Média IEF:	Desvio Padrão:	
				41,23%	14,40	

Fonte: Do autor, 2020.

5.1.3 AMOSTRA JB-3

Os 15 fitoclastos imageados da amostra JB-3 (3,0 m do contato com a soleira) foram classificados no grupo dos FIT-NO-NB. Em relação ao estado de preservação foram classificados como degradados, por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas. Sob o as condições padrões de iluminação, os fitoclastos possuem aspecto brilhoso e cor marrom claro. As fotomicrografias são apresentadas na Estampa III no apêndice A.

Na Tabela 3 são apresentadas as medidas de moda RGB obtidas para a amostra, assim como os valores calculados de tom cinza e de IEF. Não foram identificados valores de IEF discrepantes na análise IQR. O escurecimento médio dos fitoclasto, desta amostra, é de 37,86% com desvio padrão igual a 11,48.

Tabela 3. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-3.

Amostra: JB-3	Distância p/ soleira: 3,0 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	Nº de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB3_3,0m_01	11154	204	174	61	176,05	30,96
JB3_3,0m_02	7263	169	110	64	126,73	50,30
JB3_3,0m_03	16663	222	206	158	212,37	16,72
JB3_3,0m_04	14300	180	142	60	149,08	41,54
JB3_3,0m_05	11970	164	103	68	121,40	52,39
JB3_3,0m_06	7969	193	131	73	147,97	41,97
JB3_3,0m_07	10197	206	178	134	187,62	26,42
JB3_3,0m_08	10891	197	154	99	166,19	34,83
JB3_3,0m_09	5959	173	136	73	144,78	43,22
JB3_3,0m_10	40445	202	163	85	171,57	32,72
JB3_3,0m_11	5295	219	201	139	206,19	19,14
JB3_3,0m_12	56628	177	123	76	138,50	45,69
JB3_3,0m_13	18200	194	115	54	136,37	46,52
JB3_3,0m_14	55247	166	103	42	118,98	53,34
JB3_3,0m_15	8240	200	174	45	172,94	32,18
				Média IEF:	Desvio Padrão:	
				37,86%	11,48	

Fonte: Do autor, 2020.

5.1.4 AMOSTRA JB-4

Os fitoclastos da amostra JB-4, coletada a 2,5 m do contato com a soleira, foram classificados como FIT-NO-NB. Assim como os das demais amostras possuem contorno irregular e perfurações alongadas, características de fitoclastos degradados. Em relação as estimativas visuais sob as condições padrão de iluminação, os fitoclastos possuem aspecto brilhoso e cor marrom. As fotomicrografias são apresentadas na Estampa IV do apêndice A.

Todos os valores de IEF (Tabela 4) ficaram dentro dos limites de dispersão da análise IQR, assim todos os 15 fitoclastos foram considerados na determinação do valor médio IEF que para este nível é de 45,57% com desvio padrão de 15,81.

Tabela 4. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-3.

Amostra: JB-4	Distância p/ soleira: 2,5 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	N° de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB4_2,5m_01	17857	160	122	81	133,18	47,77
JB4_2,5m_02	15190	195	143	52	153,42	39,84
JB4_2,5m_03	12612	147	125	42	126,40	50,43
JB4_2,5m_04	8627	159	111	60	123,75	51,47
JB4_2,5m_05	19310	119	70	47	84,94	66,69
JB4_2,5m_06	11916	211	165	108	178,26	30,09
JB4_2,5m_07	16437	204	173	118	182,10	28,59
JB4_2,5m_08	9619	162	114	64	126,97	50,21
JB4_2,5m_09	18229	207	172	121	182,78	28,32
JB4_2,5m_10	10824	91	60	46	70,05	72,53
JB4_2,5m_11	9907	205	163	104	174,72	31,48
JB4_2,5m_12	13975	211	180	134	190,39	25,34
JB4_2,5m_13	11331	108	70	45	81,28	68,12
JB4_2,5m_14	23359	195	155	100	166,29	34,79
JB4_2,5m_15	10307	204	64	43	107,29	57,93
				Média IEF:	Desvio Padrão:	
				45,57%	15,81	

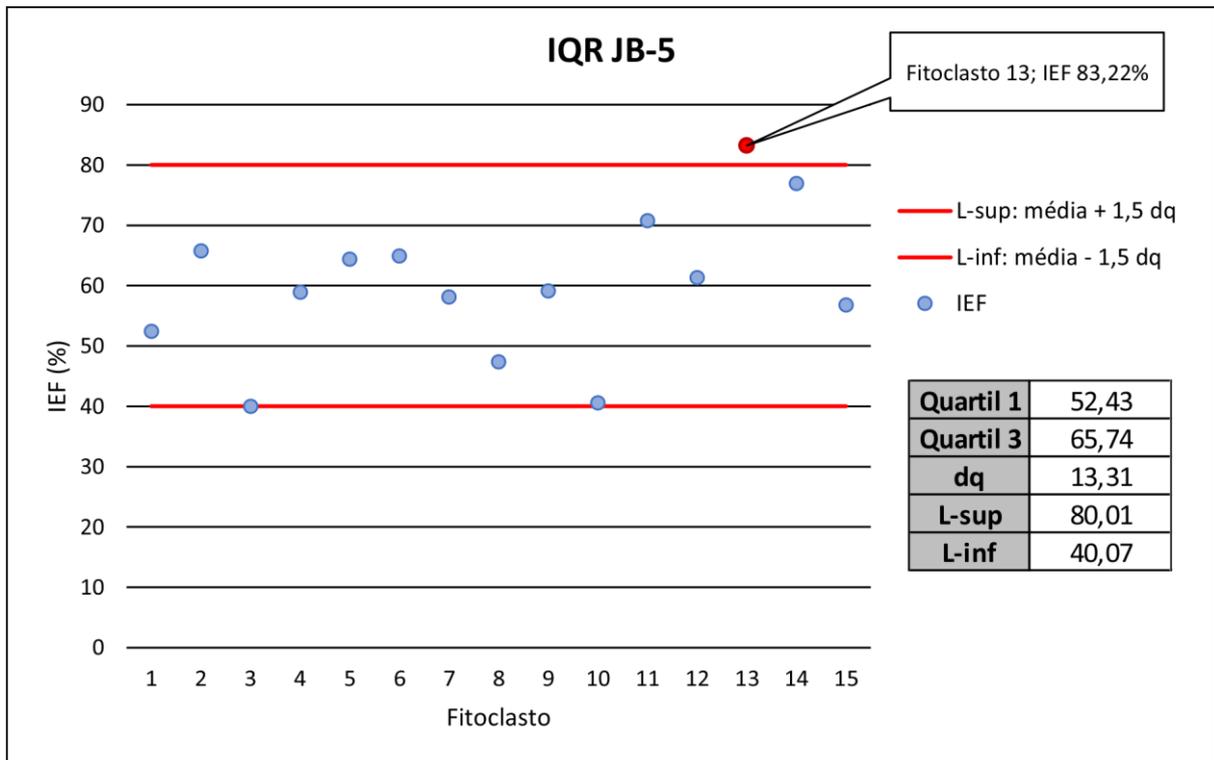
Fonte: Do autor, 2020.

5.1.5 AMOSTRA JB-5

Os 15 fitoclastos imageados da amostra JB-5, correspondente ao nível que está 2,0 do contato com a soleira, foram classificados no grupo dos Fitoclastos FIT-NO-NB. Em relação ao estado de preservação foram classificados como degradados, por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas. Quando observados sob as condições de iluminação padrão, os fitoclastos possuem aspecto fosco e cor marrom. As fotomicrografias são apresentadas na Estampa V no apêndice A.

A análise de dispersão IQR, desta amostra, revelou a presença de um fitoclasto com valor de IEF discrepante (Figura 24), trata-se do fitoclasto JB5_2,0_13 (Figura M da Estampa 5). Assim, levando em consideração apenas os valores consolidados na análise IQR (Tabela 5), o valor médio IEF para a amostra JB-5 é de 54,49% com desvio padrão de 10,58.

Figura 24. Análise IQR para amostra JB-5.



Fonte: Do autor, 2020.

Tabela 5. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-5. *valor discrepante. ** calculado apenas com os valores consolidados na análise IQR.

Amostra: JB-5	Distância p/ soleira: 2,0 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	N° de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB5_2,0m_01	9575	157	108	60	121,31	52,43
JB5_2,0m_02	7447	117	76	42	87,37	65,74
JB5_2,0m_03	7532	186	138	99	153,07	39,97
JB5_2,0m_04	25460	140	91	52	104,79	58,91
JB5_2,0m_05	23340	124	77	47	90,74	64,42
JB5_2,0m_06	7747	129	72	49	89,50	64,90
JB5_2,0m_07	12325	145	91	56	106,81	58,11
JB5_2,0m_08	13950	175	122	50	134,23	47,36
JB5_2,0m_09	2933	128	97	48	104,22	59,13
JB5_2,0m_10	12772	202	134	64	151,54	40,57
JB5_2,0m_11	20502	133	46	45	74,52	70,78
JB5_2,0m_12	19241	140	81	51	98,61	61,33
JB5_2,0m_13	18801	50	38	36	42,79	83,22*
JB5_2,0m_14	9074	76	50	42	58,86	76,92
JB5_2,0m_15	7160	138	100	56	110,09	56,83
		Média IEF**:			Desvio Padrão**:	
		54,49%			10,58	

Fonte: Do autor, 2020.

5.1.6 AMOSTRA JB-6

As fotomicrografias dos fitoclastos da amostra JB-6, coletada a 1,5 m do contato com a soleira, são apresentadas na Estampa VI do apêndice A. Todos, os 15 fitoclastos, foram classificados no grupo dos FIT-NO-NB, e por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas foram classificados em relação ao estado de preservação como degradados. Em relação as estimativas visuais sob as condições padrão de iluminação, os fitoclastos possuem aspecto fosco e cor marrom.

Os dados de IEF (Tabela 6) ficaram dentro dos limites de dispersão na análise IQR. Assim o valor médio de IEF para a amostra JB-2 é de 56,50% com desvio padrão de 13,69.

Tabela 6. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-6.

Amostra: JB-6	Distância p/ soleira: 1,5 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	N° de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB6_1,5m_01	12218	204	173	75	177,08	30,56
JB6_1,5m_02	4161	161	126	89	136,85	46,33
JB6_1,5m_03	12510	193	149	94	161,33	36,73
JB6_1,5m_04	6035	108	75	62	86,30	66,16
JB6_1,5m_05	6640	161	132	62	137,34	46,14
JB6_1,5m_06	4896	91	59	49	69,79	72,63
JB6_1,5m_07	16107	132	84	54	98,29	61,46
JB6_1,5m_08	6569	160	112	62	124,90	51,02
JB6_1,5m_09	4840	132	54	53	79,99	68,63
JB6_1,5m_10	7257	158	98	68	116,50	54,31
JB6_1,5m_11	23702	89	54	44	65,56	74,29
JB6_1,5m_12	15523	109	64	42	77,61	69,56
JB6_1,5m_13	5580	160	121	86	133,16	47,78
JB6_1,5m_14	36756	156	112	66	124,13	51,32
JB6_1,5m_15	24189	101	64	40	74,89	70,63
				Média IEF:	Desvio Padrão:	
				56,50%	13,69	

Fonte: Do autor, 2020.

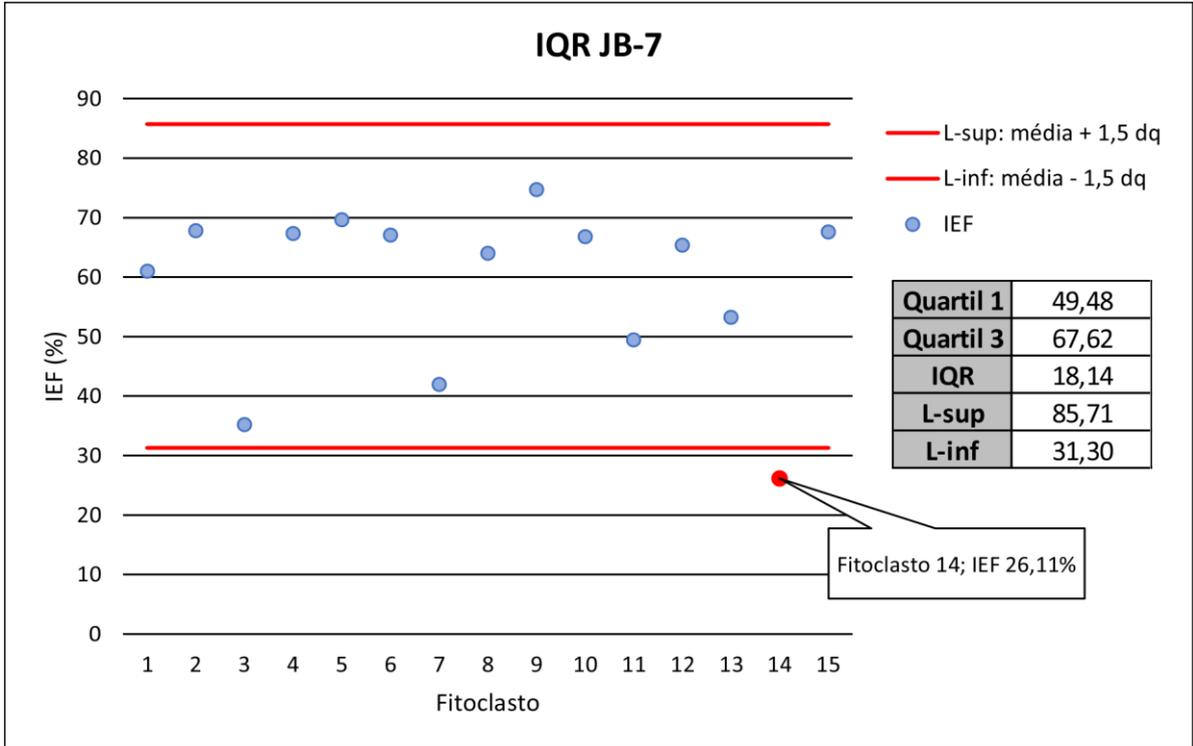
5.1.7 AMOSTRA JB-7

Os 15 fitoclastos imageados da amostra JB-7, correspondente ao nível que está 1,0 do contato com a soleira, foram classificados no grupo dos Fitoclastos FIT-NO-NB. Em relação ao estado de preservação foram classificados como degradados, por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas. As fotomicrografias são apresentadas na Estampa VII no apêndice A. Em relação as estimativas visuais sob as condições padrão de iluminação, os fitoclastos possuem aspecto fosco e cor marrom.

A análise de dispersão IQR revelou a presença de um fitoclasto com valor de IEF discrepante (Figura 25). Ao contrário da amostra JB-5, aqui o valor discrepante apresenta IEF abaixo do limite de dispersão, trata-se do fitoclasto JB7_1,0m_14 (Figura N - Estampa VII) Assim, levando em consideração apenas os valores

consolidados na análise IQR (Tabela 7), o valor médio IEF para a amostra JB-7 é de 60,82% com desvio padrão de 11,47.

Figura 25. Análise IQR para amostra JB-7.



Fonte: Do autor, 2020.

Tabela 7. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-7. *valor discrepante. ** calculado apenas com os valores consolidados na análise IQR.

Amostra: JB-7	Distância p/ soleira: 1,0 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	N° de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB7_1,0m_01	41022	136	84	53	99,42	61,01
JB7_1,0m_02	4909	107	71	49	82,05	67,82
JB7_1,0m_03	6764	195	152	106	165,17	35,23
JB7_1,0m_04	7651	146	53	49	83,28	67,34
JB7_1,0m_05	12709	121	56	50	77,43	69,64
JB7_1,0m_06	7951	118	69	46	83,91	67,10
JB7_1,0m_07	7955	195	129	78	147,97	41,97
JB7_1,0m_08	20743	124	78	50	91,70	64,04
JB7_1,0m_09	5167	89	52	45	64,46	74,72
JB7_1,0m_10	14157	116	71	47	84,61	66,82
JB7_1,0m_11	11720	160	115	80	128,82	49,48
JB7_1,0m_12	4503	116	76	52	88,23	65,40
JB7_1,0m_13	6785	146	108	71	119,17	53,27
JB7_1,0m_14	10888	204	179	141	188,42	26,11*
JB7_1,0m_15	4819	106	72	51	82,57	67,62
				Média IEF**:	Desvio Padrão**:	
				60,82%	11,47	

Fonte: Do autor, 2020.

5.1.8 AMOSTRA JB-8

Os fitoclastos da amostra JB-8, coletada a 0,5 m de distância do contato com a soleira, foram classificados morfologicamente como FIT-NO-NB. Em relação ao estado de preservação foram classificados como degradados, por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas. Quando observados sob as condições padrão de iluminação, os fitoclastos possuem aspecto fosco e cor marrom acinzentado. As fotomicrografias são apresentadas na Estampa VIII do apêndice A.

Todos os valores de IEF (Tabela 8), da amostra, ficaram dentro dos limites de dispersão da análise IQR. Assim o valor médio de IEF para a amostra JB-8 é de 61,27% com desvio padrão de 15,56.

Tabela 8. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-8.

Amostra: JB-8	Distância p/ soleira: 0,5 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	N° de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB8_0,5m_01	10921	183	145	107	157,31	38,31
JB8_0,5m_02	4943	59	50	49	54,38	78,67
JB8_0,5m_03	11687	176	129	96	144,16	43,47
JB8_0,5m_04	12595	179	133	98	147,75	42,06
JB8_0,5m_05	2656	89	72	53	77,52	69,60
JB8_0,5m_06	5381	162	129	97	139,92	45,13
JB8_0,5m_07	4938	60	43	42	49,63	80,54
JB8_0,5m_08	8013	135	92	63	105,12	58,78
JB8_0,5m_09	5324	132	96	59	106,14	58,37
JB8_0,5m_10	7225	64	44	43	51,60	79,76
JB8_0,5m_11	3787	49	45	46	47,89	81,22
JB8_0,5m_12	15584	101	77	47	83,58	67,22
JB8_0,5m_13	10266	94	59	44	70,14	72,49
JB8_0,5m_14	6594	132	94	82	107,62	57,80
JB8_0,5m_15	8250	163	127	95	138,78	45,58
				Média IEF:	Desvio Padrão:	
				61,27%	15,56	

Fonte: Do autor, 2020.

5.1.9 AMOSTRA JB-9

Os 15 fitoclastos imageados da amostra JB-1, correspondente ao contato imediato com soleira, foram classificados no grupo dos FIT-NO-NB. Em relação ao estado de preservação foram classificados como degradados, por possuírem contorno irregular e perfurações alongadas. Quando observados sob as condições de iluminação padrão, os fitoclastos possuem aspecto fosco e cor cinza amarronzado. As fotomicrografias são apresentadas na Estampa IX do apêndice A.

Na Tabela 9 são apresentadas as medidas de moda RGB obtidas para a amostra, assim como os valores calculados de tom cinza e de IEF. Todos os valores de IEF ficaram dentro do limite de dispersão da análise IQR, assim a média de escurecimento (IEF) para a amostra JB-9 é de 70,39% com desvio padrão de 9,93.

Tabela 9. Valores de moda RGB, tom de cinza e IEF dos fitoclastos da amostra JB-9.

Amostra: JB-9	Distância p/ soleira: 0,0 m	Background: (245, 247, 249)				
Fitoclasto	N° de pixels medidos	R_{moda}	G_{moda}	B_{moda}	Y_a	IEF (%)
JB9_0,0m_01	39668	56	46	44	50,44	80,22
JB9_0,0m_02	13303	80	64	49	69,40	72,78
JB9_0,0m_03	9354	59	50	44	53,80	78,90
JB9_0,0m_04	13953	70	53	46	59,27	76,76
JB9_0,0m_05	19815	133	103	88	114,08	55,26
JB9_0,0m_06	6482	101	79	55	85,73	66,38
JB9_0,0m_07	15807	123	98	73	106,19	58,36
JB9_0,0m_08	8445	144	108	84	120,07	52,91
JB9_0,0m_09	6870	79	58	50	65,57	74,29
JB9_0,0m_10	8178	58	46	44	51,06	79,98
JB9_0,0m_11	10236	59	46	44	51,37	79,85
JB9_0,0m_12	8698	82	64	52	70,37	72,40
JB9_0,0m_13	6516	93	67	56	76,08	70,16
JB9_0,0m_14	13404	93	74	60	80,79	68,32
JB9_0,0m_15	33935	94	71	52	78,35	69,27
				Média IEF:	Desvio Padrão:	
				70,39%	8,93	

Fonte: Do autor, 2020.

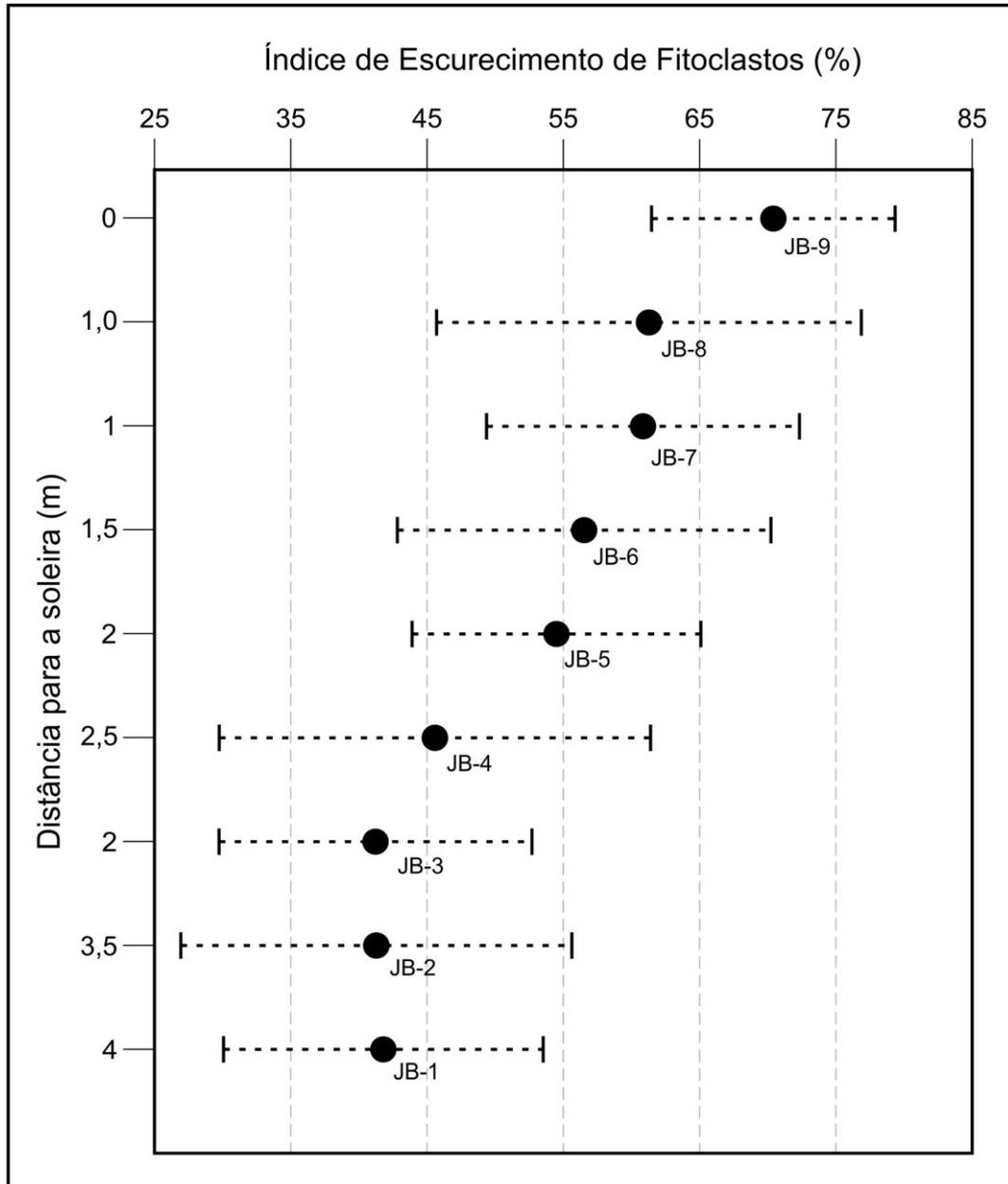
5.2 PERFIL DE IEF NO AFLORAMENTO

Na Figura 26 são apresentados os valores médios de IEF para cada amostra juntamente com seus respectivos desvios padrões. Nota-se uma tendência de aumento do IEF na direção do contato com a soleira a partir da amostra JB-5. Também foi possível perceber que todas as amostras apresentam alto desvio padrão, variando entre 8,93 (JB-9) e 15,81 (JB-4).

Dentre os valores de IEF calculados apenas duas amostras (JB-5 e JB-7) apresentaram valores considerados discrepantes na análise de dispersão IQR. Na amostra JB-5 o valor de IEF discrepante corresponde as medidas feitas no fitoclasto JB5_2,0m_13 (Figura M na Estampa V), que possui espessura superior aos demais, assim a transmissão da luz foi dificultada gerando um valor IEF mais alto que o limite superior de dispersão da amostra (Figura 24). Já na amostra JB-7 foi observado o oposto, o fitoclasto JB7_1,0m_14 (Figura N na Estampa VII) possui espessura menor

que os demais, o que facilitou a transmissão de luz gerando valor de IEF menor que o limite de dispersão da amostra (Figura 25).

Figura 26. Perfil de IEF no afloramento. A média IEF de cada amostra é representada pelo círculo preto, o desvio padrão é representado pela linha pontilhada.



Fonte: Do autor, 2020.

6 DISCUSSÕES

Ao todo foram analisados 135 fitoclastos não opacos, sendo 15 em cada uma das 9 amostras do siltito. Foram observados os caracteres morfológicos e de preservação, cor e aspecto (fosco ou brilhoso), assim como foram calculados seus respectivos valores de IEF.

Todos os fitoclastos foram classificados em relação a morfologia como sendo Fitoclastos Não Opacos Não Bioestruturados da classificação proposta nos trabalhos de Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho; Carvalho; Menezes (2002) e Tyson (1995). Em relação ao estado de preservação todos os fitoclastos possuem as mesmas características, contorno irregular e perfurações alongadas. Assim, é possível assumir que um dos principais fatores de alteração da cor dos fitoclastos tenha sido o calor proveniente do processo de resfriamento da soleira. No entanto, observou-se uma variação da cor predominante dentre os fitoclastos de uma mesma amostra, evidenciada nos altos desvios padrões nos valores de IEF (Figura 26). Essa diversidade de cores, provavelmente está relacionada a fatores como variação de espessura entre os fitoclastos, e/ou a fitoclastos originados de diferentes grupos de plantas superiores conforme apontado por Mendonça Filho, Menezes e Mendonça (2017b). Os fitoclastos variam de um marrom claro na amostra JB-1 para um cinza amarronzado na amostra JB-9.

Apesar da percepção de cor variar entre os pesquisadores como atestado por Goodhue e Clayton (2010), dentre os parâmetros visuais utilizados, a classificação do aspecto brilhoso ou fosco dos fitoclastos forneceu dados confiáveis. Com uso deste parâmetro foi possível separar as amostras em dois grandes grupos (Figura 27 B): Domínio Brilhoso, composto pelas amostras JB-1, JB-2, JB-3 e JB-4 que possuem, predominantemente, fitoclastos com aspecto brilhoso e Domínio Fosco, caracterizado por fitoclastos, predominantemente foscos, composto pelas amostras JB-5, JB-6, JB-7, JB-8 e JB-9.

Vieira et al. (2016) utilizando as mesmas amostras aqui trabalhadas, determinaram que a espessura da auréola de contato no afloramento é 3,0 metros (intervalo que abrange as amostras JB-4 a JB-9), o critério seguido foi a quantidade relativa de fitoclastos escurecidos dentre a assembleia total de fitoclastos não opacos. A amostra JB-1 não possui FIT-NO escurecidos, enquanto o intervalo entre JB-2 e JB-4 apresenta uma tendência de escurecimento. Porém, a partir de 2,0 metros de

distância do contato com a soleira a porcentagem de fitoclastos escurecidos passa de 23,78% na amostra JB-6 para 100% na amostra JB-9. Assim, considerando o critério adotado pelos autores, acima citados, o efeito térmico da soleira é evidente a partir da amostra JB-6 (2,0 m do contato) e a base da auréola foi atribuída a porção correspondente a amostra JB-4 (3,0 m do contato).

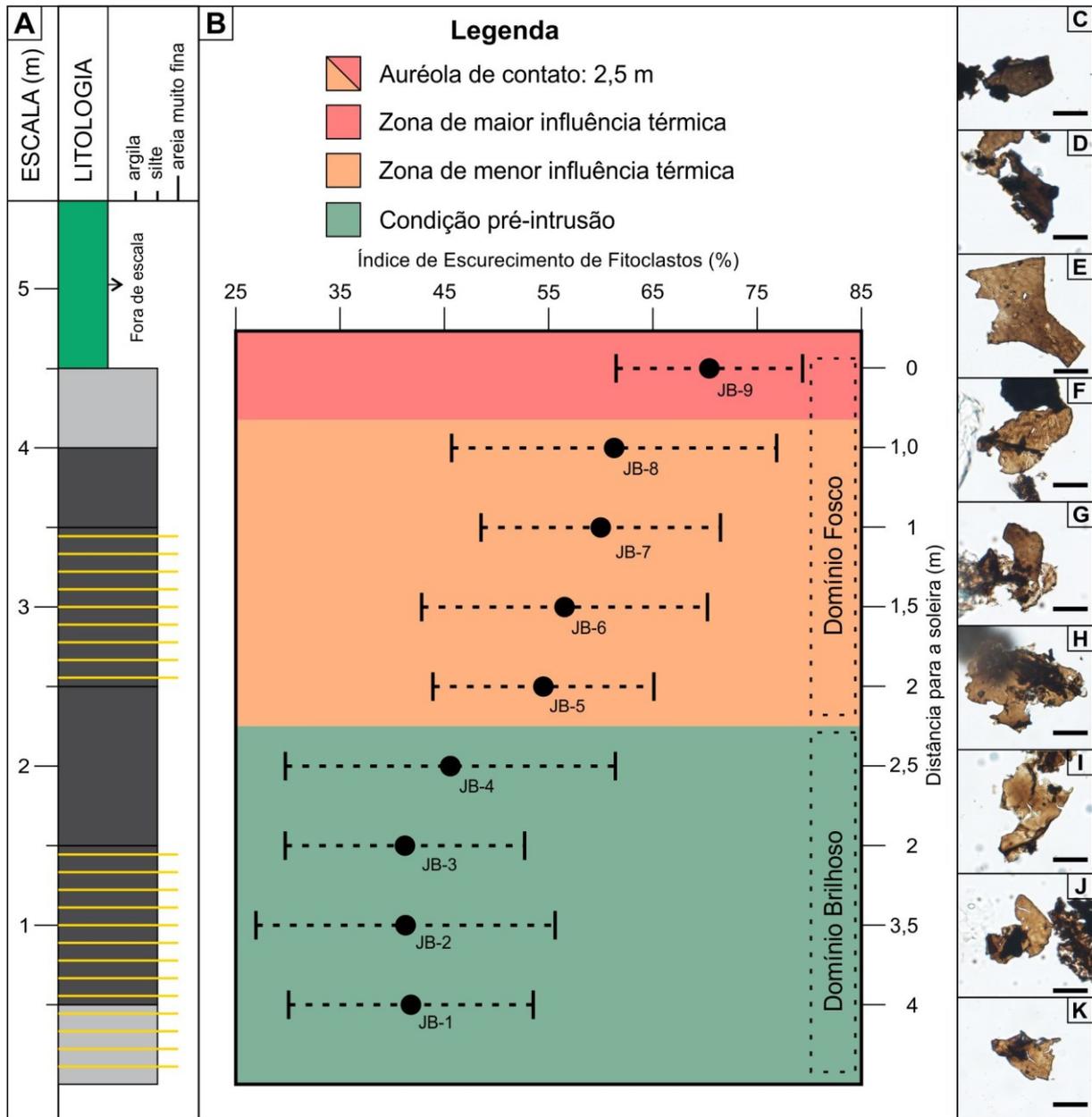
O Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos, calculado para todas as amostras, foi capaz de mostrar que a zona de maior influência térmica da soleira abrange os 50 cm do siltito que estão imediatamente abaixo do contato (zona em vermelho na Figura 27 B). Esse intervalo é representado pela amostra JB-9 que possui IEF 70,39% e o menor desvio padrão entre todas as amostras (8,93). Esse desvio significativamente menor que os demais (excluindo-se as amostras JB-5 e JB-7 que tiveram seus desvios determinados com menos valores), evidencia que o calor fornecido pela soleira foi principal fator de alteração da cor dos fitoclastos nessa porção da auréola. Um comportamento semelhante foi observado por Staplin (1969), durante o desenvolvimento do TAI ele percebeu que amostras com índice de alteração termal elevado apresentam cores escurecidas homogêneas, enquanto aquelas com TAI mais baixos possuem alta diversidade de cores.

O restante das amostras (JB-1 até JB-8), podem ser separados segundo a variação de valores IEF em dois grupos: o primeiro é composto pelas amostras JB-1, JB-2, JB-3 e JB-4, e é caracterizado por possuir valores de IEF concentrados entre 41,23% (JB-2) e 45,57% (JB-4) e desvio padrão entre 11,48 (JB-2) e 15,81 (JB-4); enquanto que o segundo grupo, composto pelas amostras JB-5, JB-6, JB-7 e JB-8, apresenta uma tendência de aumento no valores de IEF, a medida que as amostras correspondem a porções mais próximas do contato com a soleira, partindo de 54,49% (JB-5) e atingindo valor máximo de 61,27% (JB-8). O primeiro grupo corresponde ao Domínio Brilhoso, enquanto a base do segundo grupo corresponde ao início do Domínio Fosco.

Assim a espessura da auréola de contato foi interpretada como sendo de 2,5 metros, tendo seu limite inferior marcado pelo início do Domínio Fosco e da tendência de escurecimento a partir da amostra JB-5 (Figura 27). Essa espessura de 2,5 m equivale a 50% a espessura da soleira, o que concorda com o modelo proposto por Aarnes et al. (2010) que mostra que a espessura das auréolas varia entre 20 e 200% a espessura de suas respectivas soleiras. O intervalo entre as amostras JB-1 e JB-4,

correspondente ao Domínio Brilhoso, reflete condições termais da bacia na região antes do momento da intrusão.

Figura 27. Características da auréola de contato no afloramento JB. A) Seção geológica simplificada do afloramento. B) Gráfico IEF x Distância para soleira, com destaque para auréola e suas características. C-K) Fitoclastos correspondentes aos valores centrais de IEF de cada amostra; barra de escala = 20 μm . C) JB-9. D) JB-8. E) JB-7. F) JB-6. G) JB-5. H) JB-4. I) JB-3. J) JB-2. K) JB-1.



Fonte: Do autor, 2020.

7 CONCLUSÕES

Este trabalho visou avaliar o uso do Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos para caracterização do efeito térmico de intrusivas ígneas do Grupo Serra Geral nos siltitos da Formação Taciba, na região de Itaiópolis, Santa Catarina.

Os resultados obtidos foram utilizados na avaliação do potencial de uso IEF, assim como contribuíram para o conhecimento do processo de geração de auréolas de contato em torno de soleiras de composição básica, em especial, aquelas que ocorrem na pilha sedimentar de idade paleozoica da Bacia do Paraná.

As principais conclusões:

- 1) O Índice de Escurecimento de Fitoclastos Não Opacos (IEF) é capaz de descrever quantitativamente a progressão de cor dos fitoclastos;
- 2) A espessura da auréola de contato no afloramento JB é de 2,5 metros;
- 3) O IEF foi capaz de mostrar que a zona de maior influência térmica da soleira abrange os 50 cm do siltito que estão imediatamente abaixo do contato;
- 4) O limite inferior da auréola, anteriormente determinado por Vieira et al. (2016) como sendo correspondente ao nível da amostra JB-4, foi ajustado para o nível da amostra JB-5 com base no início do Domínio Fosco e na tendência de escurecimento dos fitoclastos.

REFERÊNCIAS

AARNES, I. et al. How contact metamorphism can trigger global climate changes: Modeling gas generation around igneous sills in sedimentary basins. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 74, n. 24, p. 7179–7195, dez. 2010.

AARNES, I. et al. Contact metamorphic devolatilization of shales in the Karoo Basin, South Africa, and the effects of multiple sill intrusions. **Chemical Geology**, v. 281, n. 3–4, p. 181–194, 2011.

ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325–349, 1986.

ANDRIOTTI, J. L. S. **Fundamentos de Estatística e Geoestatística**. 1. ed. São Leopoldo: Editora UNISINOS, 2004.

BATTEN, D. J.; STEAD, D. T. Palynofacies Analysis and its Stratigraphic Application. In: **Applied Stratigraphy**. [s.l.] Springer Netherlands, 2006. p. 203–226.

BELLIENI, G. et al. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. **TMPM**, v. 33, p. 25–47, 1984.

BOSTICK, N. H. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. **Geoscience and Man**, v. 3, n. 1, p. 83–92, 26 out. 1971.

BROOKS, J.; CONFORRD, C.; ARCHER, R. The hole of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration. In: BROOKS, J.; FLEET, A. J. (Eds.). **Marine Petroleum Source Rocks**. [s.l.] Geological Society Special Publication, 1987. p. 17–46.

CIOCCARI, G. M.; MIZUSAKI, A. M. P. Sistemas Petrolíferos Atípicos nas Bacias Paleozoicas Brasileiras. **Revista Geociências UNESP**, v. 38, n. 2, p. 367–390, 2019.

COMBAZ, A. Les palynofaciès. **Revue de Micropaléontologie**, v. 7, p. 205–218, 1964.

COUTINHO, J. M. V. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil Enxame de Diques da Junção Tríplice do Paraná, Brasil Meridional. **Geol. USP Sér. Cient.**, v. 8, n. 2, p. 29–52, 2008.

FALKOWSKI, P. et al. The Global Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth as a System. **Science**, v. 290, n. 5490, p. 291–296, 13 out. 2000.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 2, n. 2/4, p. 147–191, 1988.

GALLAND, O. et al. Storage and Transport of Magma in the Layered Crust—Formation of Sills and Related Flat-Lying Intrusions. In: BURCHARDT, S. (Ed.). . **Volcanic and Igneous Plumbing Systems**. [s.l.] Elsevier, 2018. p. 113–138.

GILBERT, G. K. **Report on the geology of the Henry Mountains U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region**. [s.l.: s.n.].

GOODHUE, R.; CLAYTON, G. Palynomorph Darkness Index (PDI) – a new technique for assessing thermal maturity. **Palynology**, v. 34, n. 2, p. 147–156, dez. 2010.

HARTKOPF-FRÖDER, C. et al. Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: A review. **International Journal of Coal Geology**, v. 150–151, p. 74–119, 2015.

HUNT, J. M. **Petroleum geochemistry and Geology**. 2. ed. New York: Freeman and Company, 1995.

ICCP. **International Handbook of Coal Petrography: Supplement to the 2nd Edition**. Paris: Centre national de la Reserche Scientifique, 1971.

JACKSON, C. A. L.; SCHOFIELD, N.; GOLENKOV, B. Geometry and controls on the development of igneous sill-related forced folds: A 2-D seismic reflection case study from offshore southern Australia. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 125, n. 11–12, p. 1874–1890, 2013.

MAGEE, C. et al. Lateral magma flow in mafic sill complexes. **Geosphere**, v. 12, n. 3, p. 809–841, 2016.

MASTALERZ, M.; HAMPTON, L.; DROBNIAK, A. Evaluating Thermal Maturity Using Transmitted Light Techniques : Color Changes in Structureless Organic Matter and Palynomorphs. **Indiana Geological Survey Occasional Paper**, v. 73, p. 41, 2016.

MENDONÇA FILHO, J. G. **Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânicas em rochas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1999.

MENDONÇA FILHO, J. G. et al. Palinofácies. In: CARVALHO, I. DE S. (Ed.). . **PALEONTOLOGIA: Conceitos e Métodos**. 3ª Edição ed. [s.l.] Interciência, 2010. p. 289–324.

MENDONÇA FILHO, J. G.; CARVALHO, M. A.; MENEZES, T. R. Palinofácies. In: DUTRA, T. L. (Ed.). . **Técnicas e Procedimentos para o Trabalho com Fósseis e Formas Modernas Comparativas**. São Leopoldo: Unisinos, 2002. p. 20–24.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R. Thermal Maturity. In: MENDONÇA FILHO, J. G.; BORREGO, A. G. (Eds.). . **ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter: Integrating transmitted and reflected lighth microscopy**. 10th ICCP ed. Potsdam: International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2017. p. 159–162.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. DE O. Organic Composition (Palynofacies analysis). In: MENDONÇA FILHO, J. G.; BORREGO, A. G. (Eds.). . **ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter: Integrating transmitted and reflected light microscopy**. 10th ICCP ed. Potsdam: International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2017a. p. 55–61.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. DE O. Palynofacies Analysis (Phytoclast Group). In: MENDONÇA FILHO, J. G.; BORREGO, A. G. (Eds.). . **ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter: Integrating transmitted and reflected light microscopy**. 10th ICCP ed. Potsdam: International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2017b. p. 62–69.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. DE O. Techniques used in the kerogen study. In: MENDONÇA FILHO, J. G.; BORREGO, A. G. (Eds.). . **ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter: Integrating transmitted and reflected light microscopy**. 10th ICCP ed. Potsdam: International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2017c. p. 44–54.

MENEZES, T. R. et al. Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 80–96, 1 jun. 2008.

MICHELS, F. H. et al. **Interpretação paleoambiental de depósitos sedimentares de subsuperfície da porção onshore da margem continental brasileira com base em palinologia**. XXIII Salão de Iniciação Científica - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. **Anais...**Porto Alegre: UFRGS, 2011

MILANI, E. J. **EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ E SEU RELACIONAMENTO COM A GEODINÂMICA FANEROZÓICA DO GONDWANA SUL-OCIDENTAL**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da bacia do paraná. In: MANTESSO NETO, V. et al. (Eds.). . **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 1. ed. São Paulo: Beca, 2004. p. 265–279.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. **Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil**. International Conference & Exhibition - Short Course Notes. **Anais...**Rio de Janeiro: AAPG, 1998

MOURO, L. DEL et al. **First occurrence of Calcareo spicules from Upper Paleozoic of Brazil**. XVII Paleo PR/SC. **Anais...**Dois Vizinhos, PR: 2015

MOURO, L. D. et al. Benthic anoxia, intermittent photic zone euxinia and elevated productivity during deposition of the Lower Permian, post-glacial fossiliferous black shales of the Paraná Basin, Brazil. **Global and Planetary Change**, v. 158, p.

155–172, nov. 2017.

MUIRHEAD, J. D. et al. Cracking the lid: Sill-fed dikes are the likely feeders of flood basalt eruptions. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 406, p. 187–197, 2014.

NARDY, A. J. R. et al. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociencias UNESP**, v. 21, n. (1/2), p. 15–32, 2002.

PICCIRILLO, E. M. et al. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanic. **Chemical Geology**, v. 89, p. 19–48, 1990.

PLANKE, S. et al. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. **Petroleum Geology Conference Proceedings**, v. 6, n. 0, p. 833–844, 2005.

POLTEAU, S. et al. Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 266, n. 1–2, p. 195–204, 2008.

QUADROS, L. P.; MELO, J. H. G. Método prático de preparação palinológica em sedimentos do pré- Mesozoico. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v. 1, n. 2, p. 205–214, 1987.

ROSSETTI, L. et al. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 98–114, abr. 2017.

SCHNEIDER, R. L. et al. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. 28º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Porto Alegre: SBG, 1974

SENGER, K. et al. Effects of igneous intrusions on the petroleum system: a review. **First Break**, v. 35, n. 6, p. 47–56, 2017.

SILVA, M. S. et al. **Palynofacies analyses of the Claudemir Rertz outcrop (Lower Permian) of Taciba Formation, Itaiópolis (SC): depositional paleoenvironments**. Anais do X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. **Anais...**Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 2017

SILVA, M. S.; SOUZA, P. A. DE; MOURO, L. DEL. **Palinofácies de sequências turbidíticas do Grupo Itararé em Itaiópolis, Santa Catarina**. Boletim de Resumos da XVII PALEO PR/SC. **Anais...**Dois Vizinhos, PR: 2015

SPACAPAN, J. B. et al. Igneous sill and finger emplacement mechanism in shaledominated formations: A field study at cuesta del chihuido, neuquén basin, Argentina. **Journal of the Geological Society**, v. 174, n. 3, p. 422–433, 2017.

STAPLIN, F. L. Sedimentary Organic Matter, Organic Metamorphism, and Oil and Gas Occurrence. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 17, n. 1, p. 47–

66, 1969.

STEWART, K. et al. Ar/Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 143, p. 95–109, 1996.

SUÁREZ-RUIZ, I. et al. Review and update of the applications of organic petrology: Part 1, geological applications. **International Journal of Coal Geology**, v. 99, p. 54–112, 2012.

SVENSEN, H. et al. Rapid magma emplacement in the Karoo Large Igneous Province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 325–326, p. 1–9, 2012.

TISSOT, B. P.; WELTE, D. H. **Petroleum Formation and Occurrence**. 2. ed. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1984.

TRAVERSE, A. **Sedimentation of Organic Particles**. [s.l.] Cambridge University Press, 1994.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2007.

TWETO, O. FORM AND STRUCTURE OF SILLS NEAR PANDO, COLORADO. **GSA Bulletin**, v. 62, n. 5, p. 507–532, 1 maio 1951.

TYSON, R. V. **Sedimentary Organic Matter**. 1. ed. Dordrecht: Springer Netherlands, 1995.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration**. (AAPG. Mem ed. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 63–81.

VIEIRA, L. D. et al. **The study of thermal effect on turbidites of Taciba Formation (Permian), Southern of Paraná Basin, Brazil, using X-ray microtomography and palynofacies**. 35th International Geological Congress. **Anais...**Cape Town, South Africa: 2016

WEINSCHÜTZ, L. C.; CASTRO, J. C. DE. Arcabouço cronoestratigráfico da Formação Mafra (intervalo médio) na região de Rio Negro/PR - Mafra/SC, borda leste da bacia do Paraná. **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 57, n. 3, p. 151–156, set. 2004.

WEINSCHÜTZ, L. C.; CASTRO, J. C. DE. Seqüências deposicionais da Formação Taciba (Grupo Itararé, Neocarbonífero a Eopermiano) na região de Mafra (SC), Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 243–252, 2006.

ZALÁN, P. V. et al. Estilos estruturais relacionado às intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, v. 28, n. 4, p. 221–230, 1985.

ZALÁN, P. V. et al. Análise da Bacia do Paraná. **PETROBRAS. DEPEX. CENPES (Relatório interno, Gt - Os - 009/85)**, 1986.

APÊNDICE A – Estampas dos fitoclastos imageados em cada amostra

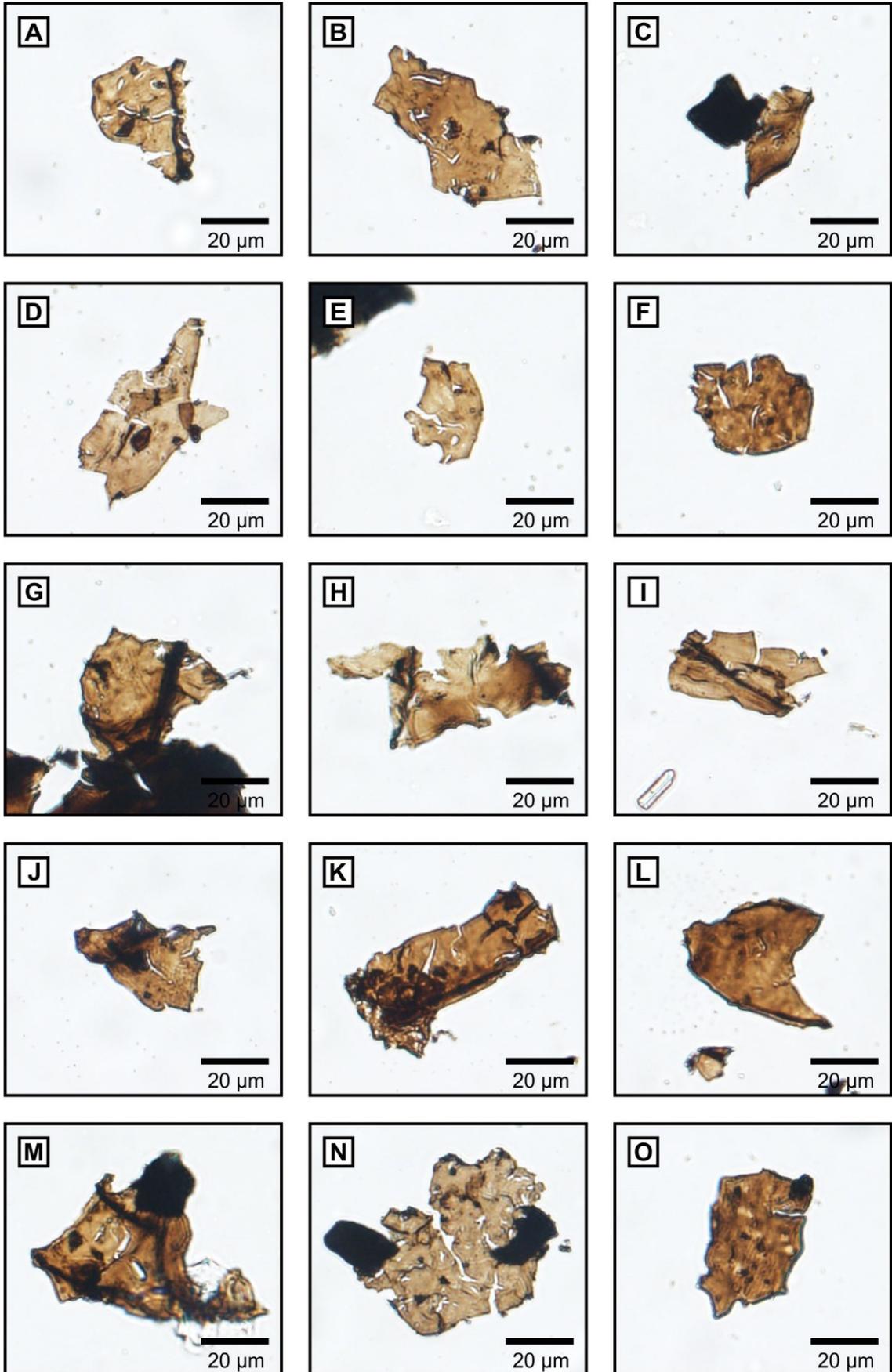
O intervalo entre as páginas 90 e 107 será dedicado a apresentação das estampas dos fitoclastos imageados em cada amostra.

Estampa I

Amostra: JB-1	Distância para a Soleira: 4,0 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB1_4,0m_01
B	JB1_4,0m_02
C	JB1_4,0m_03
D	JB1_4,0m_04
E	JB1_4,0m_05
F	JB1_4,0m_06
G	JB1_4,0m_07
H	JB1_4,0m_08
I	JB1_4,0m_09
J	JB1_4,0m_10
K	JB1_4,0m_11
L	JB1_4,0m_12
M	JB1_4,0m_13
N	JB1_4,0m_14
O	JB1_4,0m_15

Estampa I

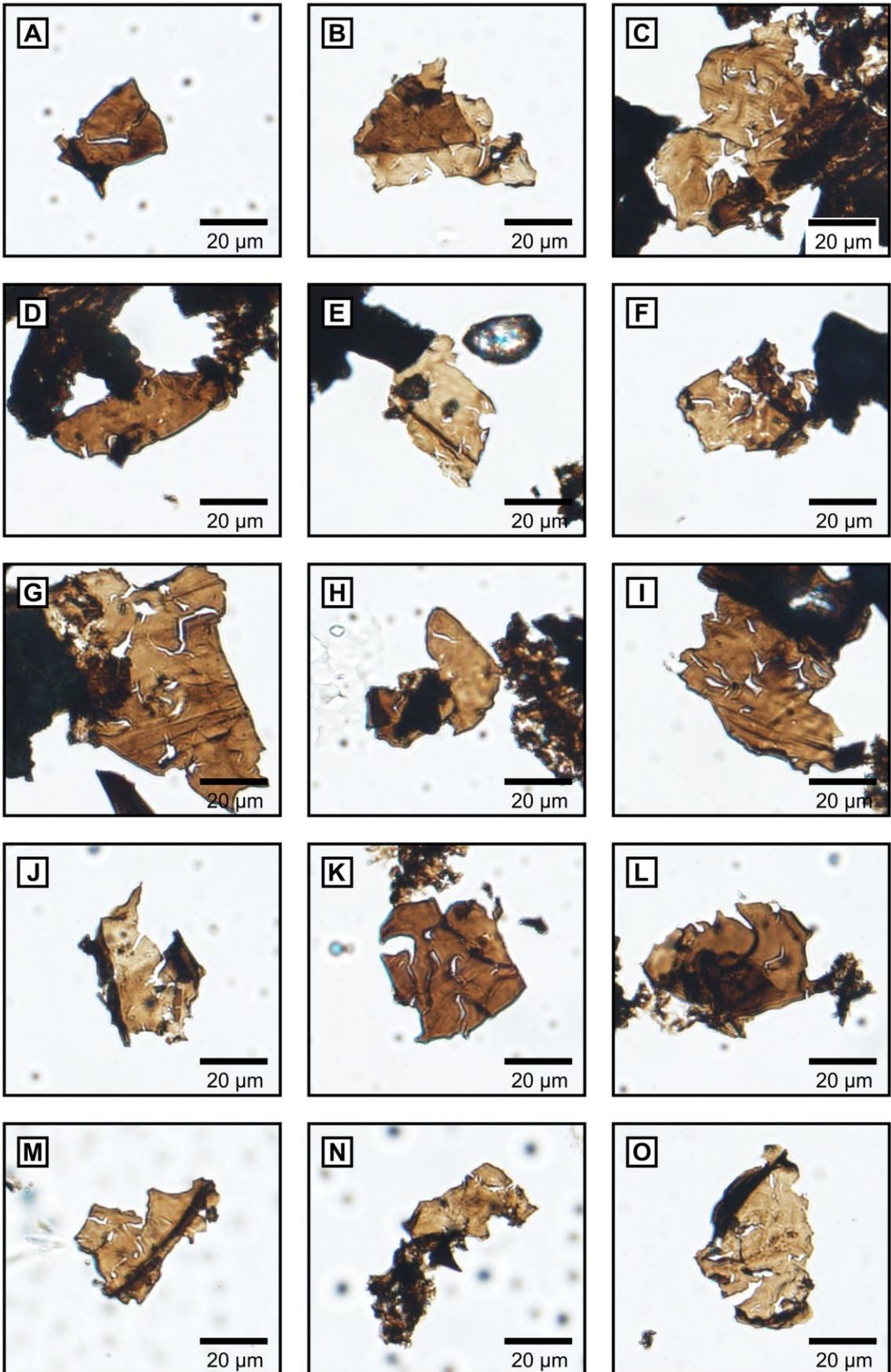


Estampa II

Amostra: JB-2	Distância para a Soleira: 3,5 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB1_3,5m_01
B	JB1_3,5m_02
C	JB1_3,5m_03
D	JB1_3,5m_04
E	JB1_3,5m_05
F	JB1_3,5m_06
G	JB1_3,5m_07
H	JB1_3,5m_08
I	JB1_3,5m_09
J	JB1_3,5m_10
K	JB1_3,5m_11
L	JB1_3,5m_12
M	JB1_3,5m_13
N	JB1_3,5m_14
O	JB1_3,5m_15

Estampa II

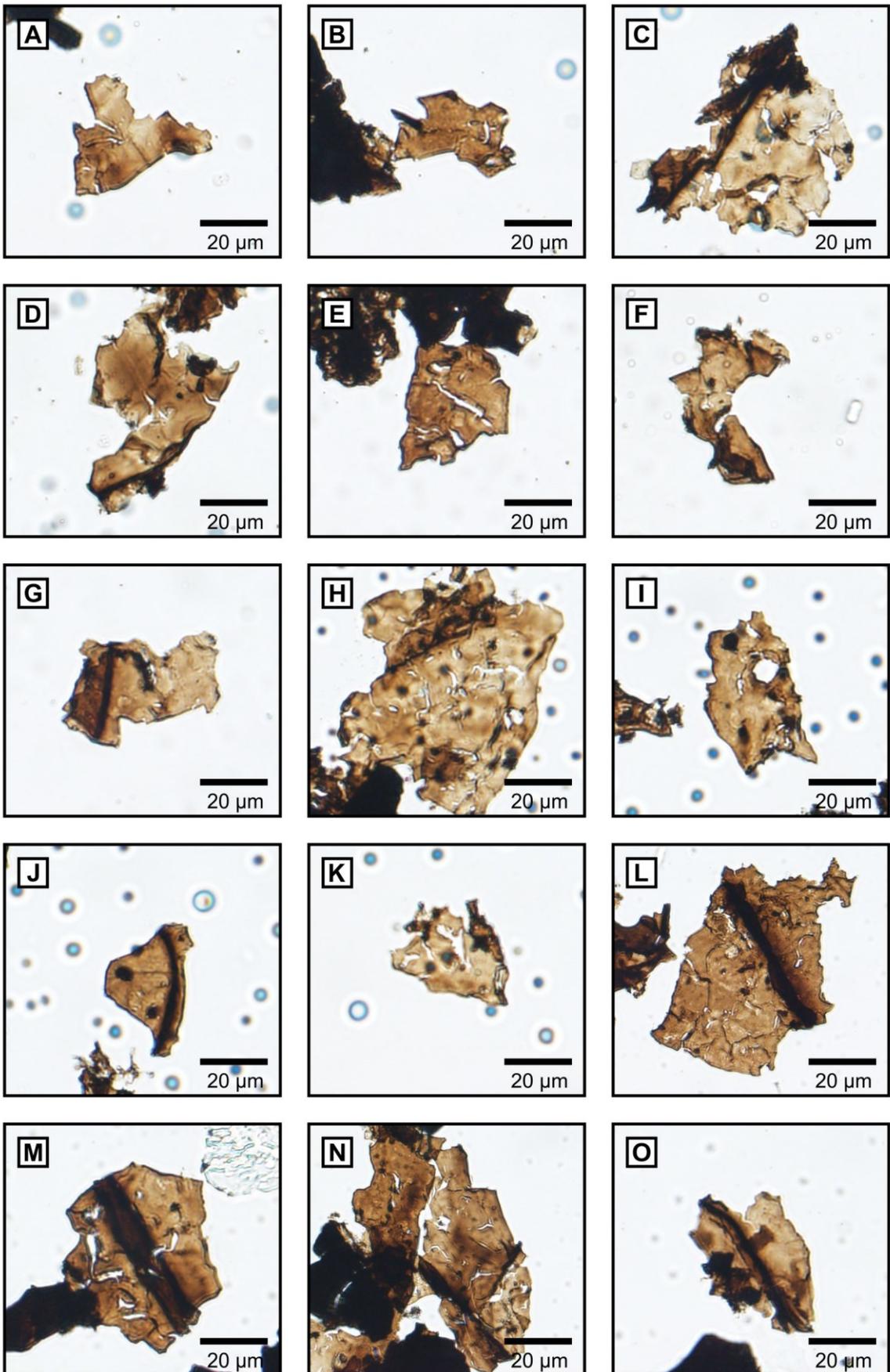


Estampa III

Amostra: JB-3	Distância para a Soleira: 3,0 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB3_3,0m_01
B	JB3_3,0m_02
C	JB3_3,0m_03
D	JB3_3,0m_04
E	JB3_3,0m_05
F	JB3_3,0m_06
G	JB3_3,0m_07
H	JB3_3,0m_08
I	JB3_3,0m_09
J	JB3_3,0m_10
K	JB3_3,0m_11
L	JB3_3,0m_12
M	JB3_3,0m_13
N	JB3_3,0m_14
O	JB3_3,0m_15

Estampa III

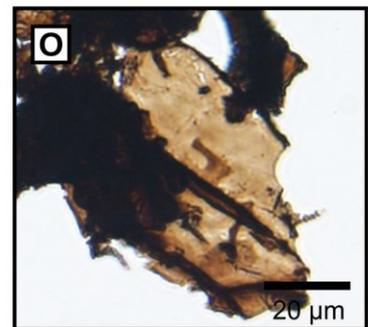
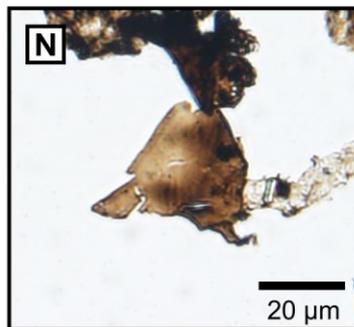
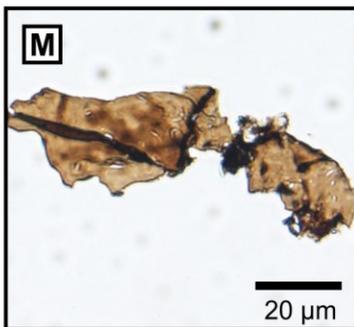
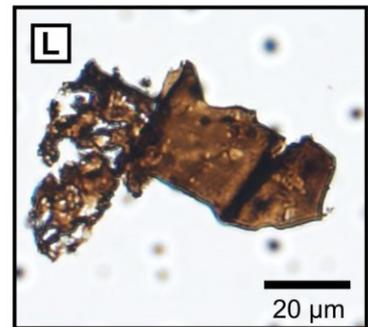
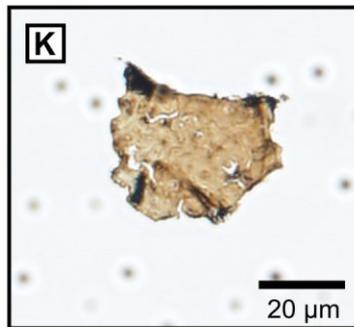
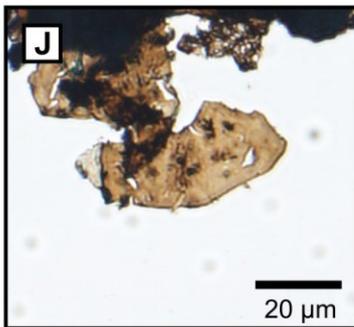
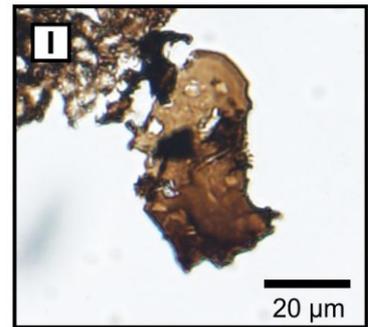
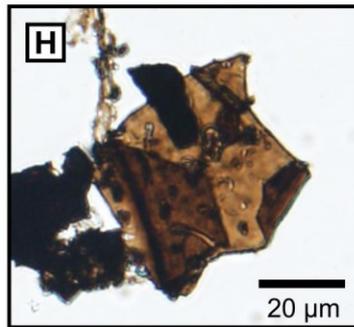
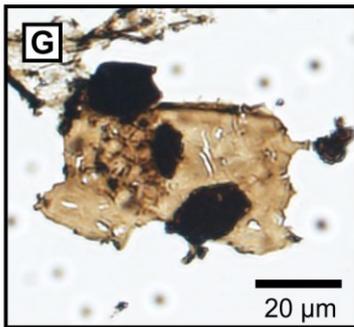
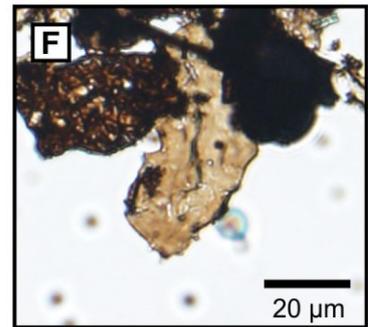
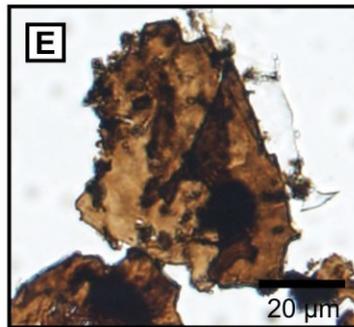
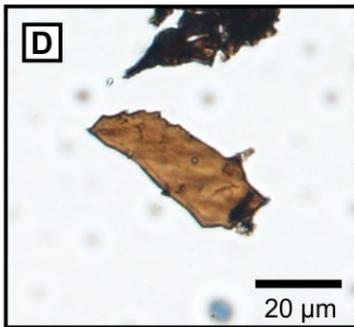
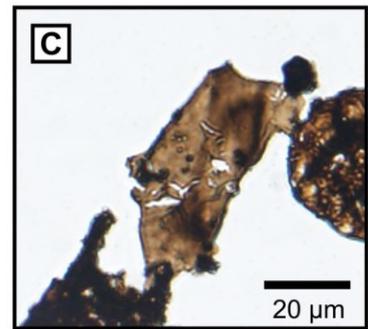
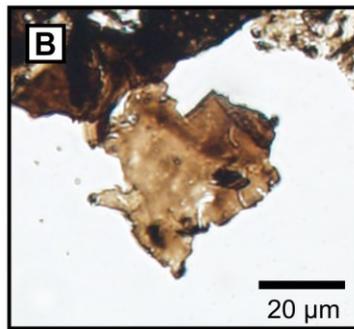
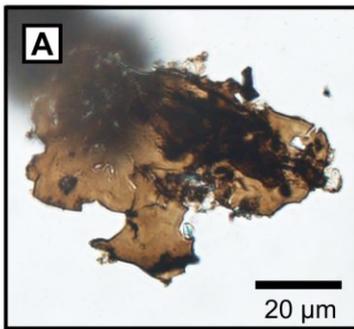


Estampa IV

Amostra: JB-4	Distância para a Soleira: 2,5 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB4_2,5m_01
B	JB4_2,5m_02
C	JB4_2,5m_03
D	JB4_2,5m_04
E	JB4_2,5m_05
F	JB4_2,5m_06
G	JB4_2,5m_07
H	JB4_2,5m_08
I	JB4_2,5m_09
J	JB4_2,5m_10
K	JB4_2,5m_11
L	JB4_2,5m_12
M	JB4_2,5m_13
N	JB4_2,5m_14
O	JB4_2,5m_15

Estampa IV

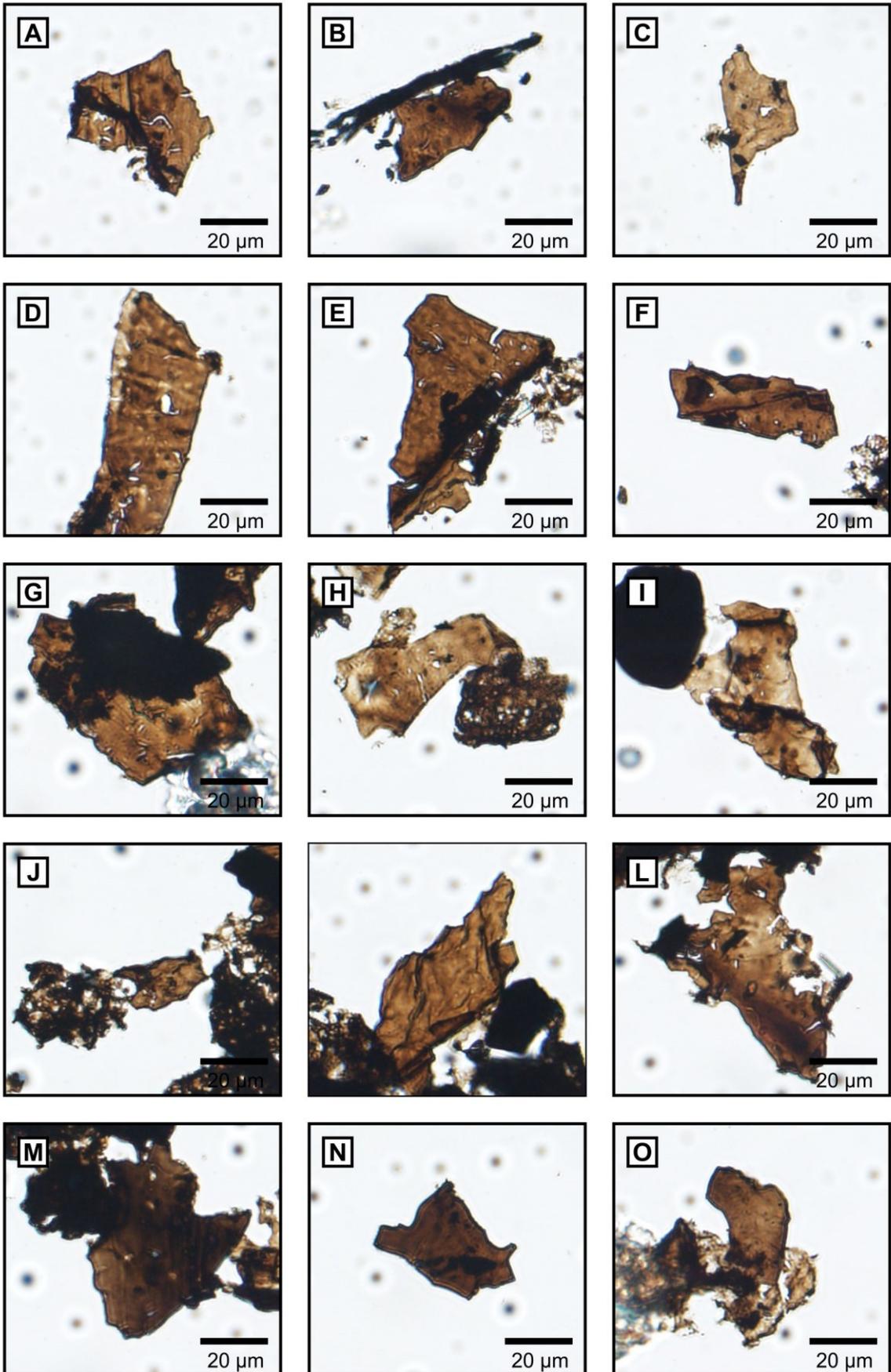


Estampa V

Amostra: JB-5	Distância para a Soleira: 2,0 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB5_2,0m_01
B	JB5_2,0m_02
C	JB5_2,0m_03
D	JB5_2,0m_04
E	JB5_2,0m_05
F	JB5_2,0m_06
G	JB5_2,0m_07
H	JB5_2,0m_08
I	JB5_2,0m_09
J	JB5_2,0m_10
K	JB5_2,0m_11
L	JB5_2,0m_12
M	JB5_2,0m_13
N	JB5_2,0m_14
O	JB5_2,0m_15

Estampa V

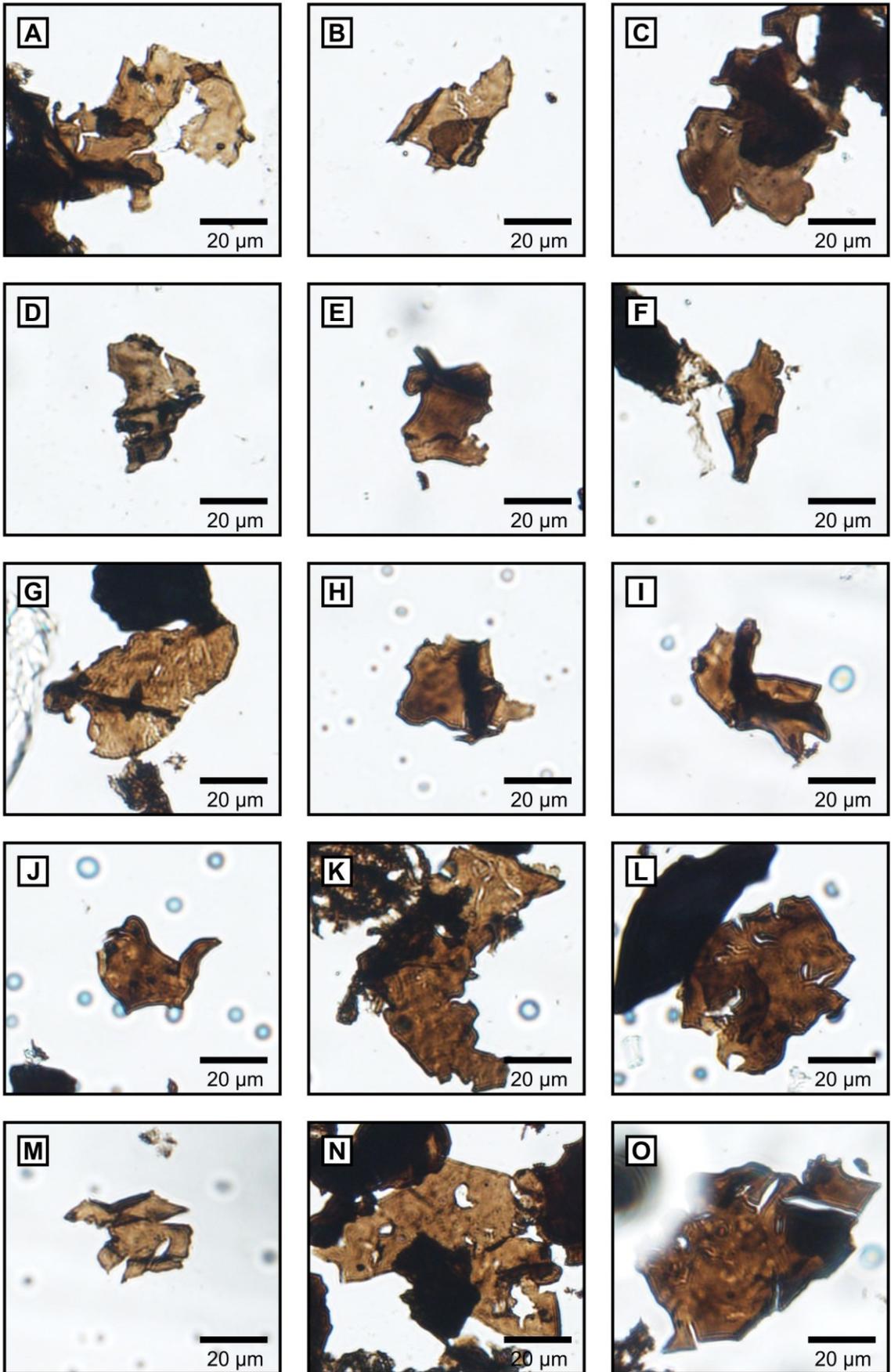


Estampa VI

Amostra: JB-6	Distância para a Soleira: 1,5 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB6_1,5m_01
B	JB6_1,5m_02
C	JB6_1,5m_03
D	JB6_1,5m_04
E	JB6_1,5m_05
F	JB6_1,5m_06
G	JB6_1,5m_07
H	JB6_1,5m_08
I	JB6_1,5m_09
J	JB6_1,5m_10
K	JB6_1,5m_11
L	JB6_1,5m_12
M	JB6_1,5m_13
N	JB6_1,5m_14
O	JB6_1,5m_15

Estampa VI

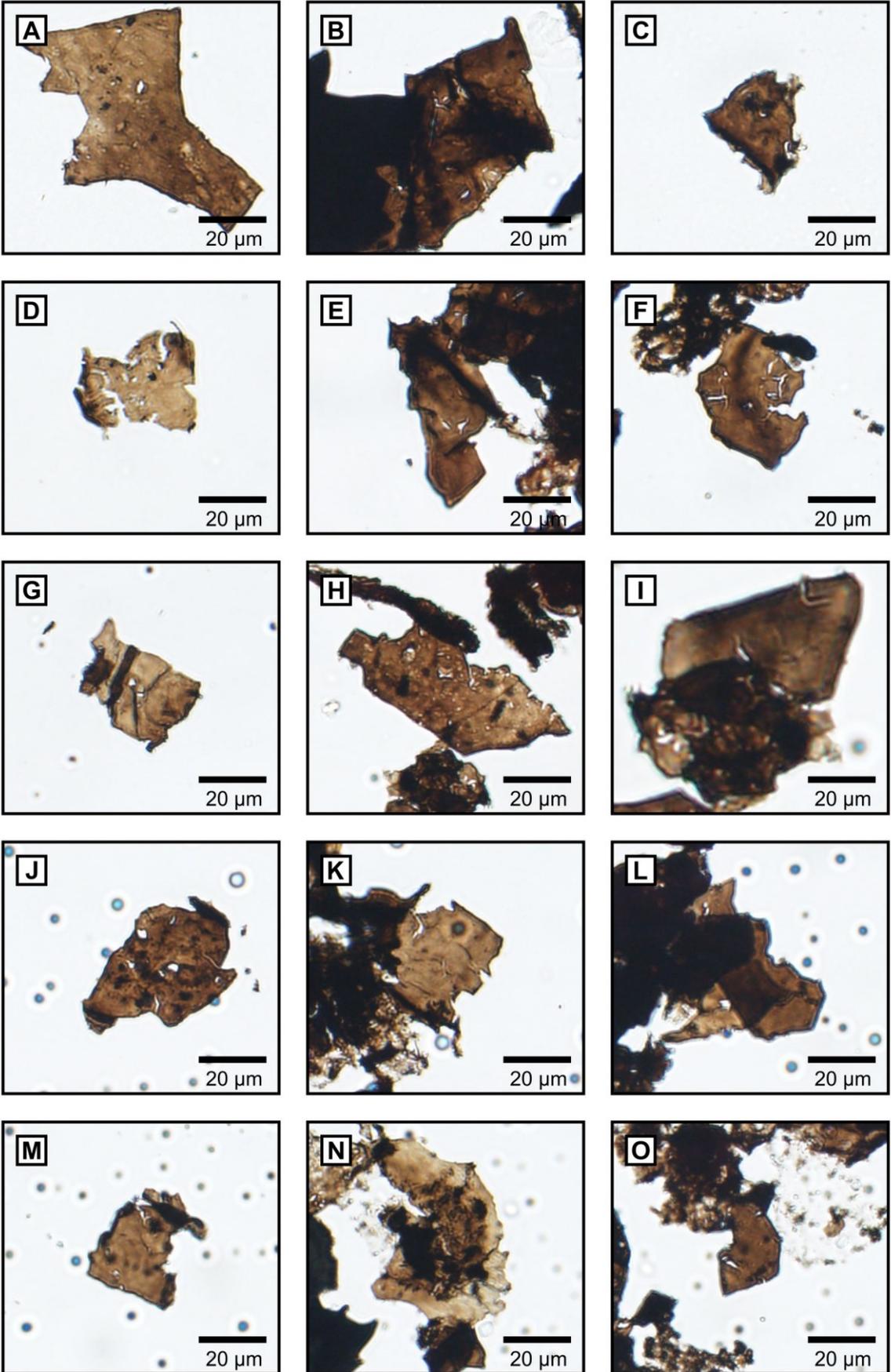


Estampa VII

Amostra: JB-7	Distância para a Soleira: 1,0 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB7_1,0m_01
B	JB7_1,0m_02
C	JB7_1,0m_03
D	JB7_1,0m_04
E	JB7_1,0m_05
F	JB7_1,0m_06
G	JB7_1,0m_07
H	JB7_1,0m_08
I	JB7_1,0m_09
J	JB7_1,0m_10
K	JB7_1,0m_11
L	JB7_1,0m_12
M	JB7_1,0m_13
N	JB7_1,0m_14
O	JB7_1,0m_15

Estampa VII

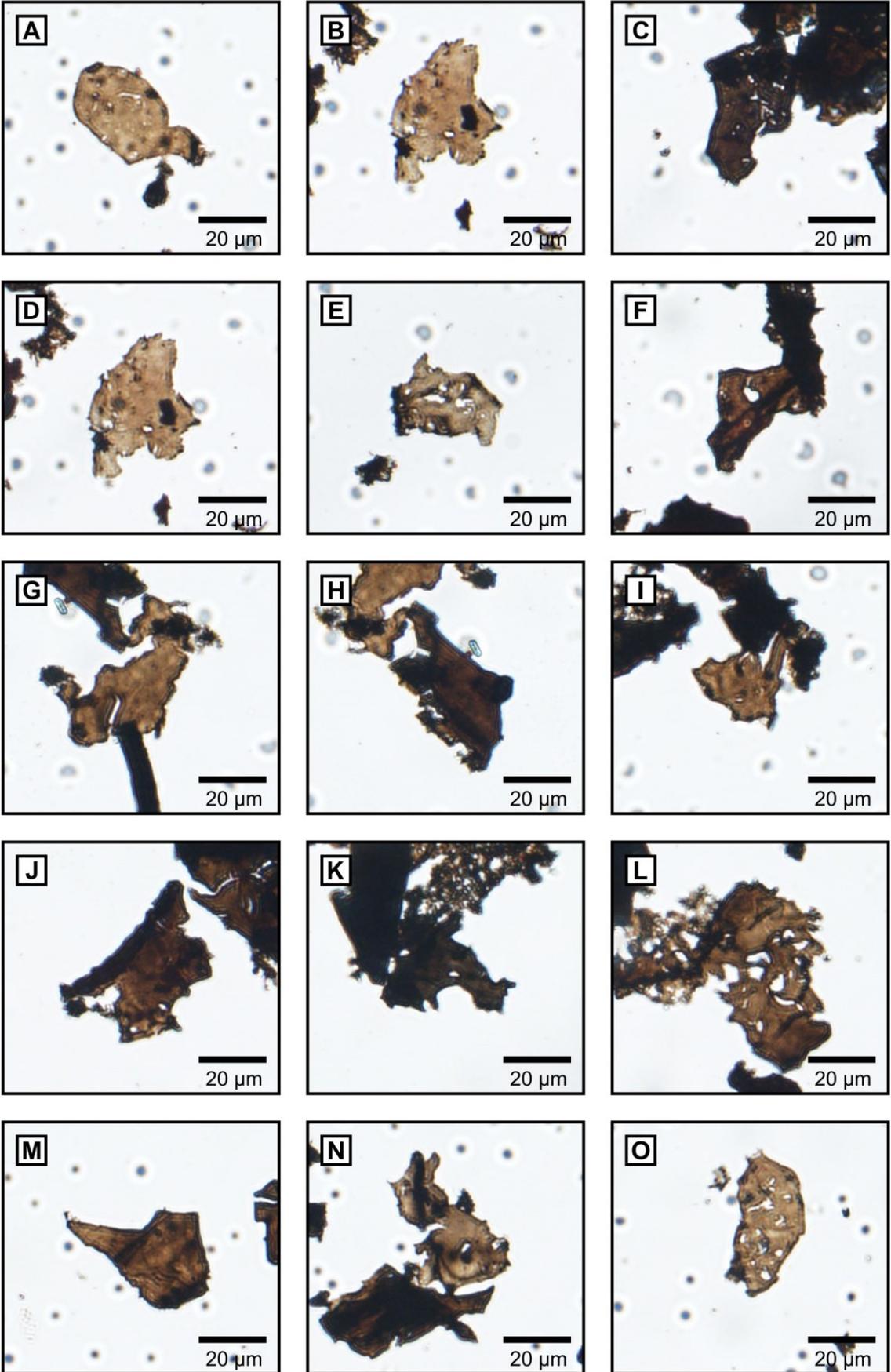


Estampa VIII

Amostra: JB-8	Distância para a Soleira: 0,5 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB8_0,5m_01
B	JB8_0,5m_02
C	JB8_0,5m_03
D	JB8_0,5m_04
E	JB8_0,5m_05
F	JB8_0,5m_06
G	JB8_0,5m_07
H	JB8_0,5m_08
I	JB8_0,5m_09
J	JB8_0,5m_10
K	JB8_0,5m_11
L	JB8_0,5m_12
M	JB8_0,5m_13
N	JB8_0,5m_14
O	JB8_0,5m_15

Estampa VIII



Estampa IX

Amostra: JB-9	Distância para a Soleira: 0,0 m
----------------------	--

Figura	Fitoclasto
A	JB9_0,0m_01
B	JB9_0,0m_02
C	JB9_0,0m_03
D	JB9_0,0m_04
E	JB9_0,0m_05
F	JB9_0,0m_06
G	JB9_0,0m_07
H	JB9_0,0m_08
I	JB9_0,0m_09
J	JB9_0,0m_10
K	JB9_0,0m_11
L	JB9_0,0m_12
M	JB9_0,0m_13
N	JB9_0,0m_14
O	JB9_0,0m_15

Estampa IX

