



UNIVERSIDADE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS-IG

**FÁCIES ORGÂNICAS E QUIMIOESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES
SETE LAGOAS E SERRA DE SANTA HELENA, GRUPO BAMBUÍ,
BRASIL: ANÁLISE E DISCUSSÃO COMPARATIVA COM AS
SUCESSÕES SUBJACENTES**

Dissertação de Mestrado

Nº 422

Guilherme Miranda Caixeta

Brasília-DF, outubro de 2018



UNIVERSIDADE BRASÍLIA- UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS-IG

Guilherme Miranda Caixeta

FÁCIES ORGÂNICAS E QUIMIOESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES SETE LAGOAS E SERRA DE SANTA HELENA, GRUPO BAMBUÍ, BRASIL: ANÁLISE E DISCUSSÃO COMPARATIVA COM AS SUCESSÕES SUBJACENTES

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Bioestratigrafia e Paleocologia

Orientador:

Prof. Dr. Dermeval Aparecido do Carmo

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz (IG/UnB)

Prof. Dr. Humberto Luis Siqueira Reis (UFOP)

Brasília-DF, 2018

FÁCIES ORGÂNICAS E QUIMIOESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES SETE LAGOAS E SERRA DE SANTA HELENA, GRUPO BAMBUÍ, BRASIL: ANÁLISE E DISCUSSÃO COMPARATIVA COM AS SUCESSÕES SUBJACENTES

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Bioestratigrafia e Paleoecologia.
Orientador: Prof. Dr. Dermeval Aparecido do Carmo.

Brasília – DF,

Prof. Dr. Dermeval Aparecido do Carmo (Orientador)
Universidade de Brasília - UnB

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz
Universidade de Brasília - UnB

Prof. Dr. Humberto Luis Siqueira Reis
Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP

Brasília - DF, 2018

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais, que me deram os pilares e sempre serão os espelhos da minha vida. E a Amanda por ser a calma em momentos de tormenta.

*“Strong people don’t put others down. They lift
them up.”*

Darth Vader

AGRADECIMENTOS

Agradeço à toda a equipe do Laboratório de Micropaleontologia, pela amizade, apoio e ajuda diariamente, bem como a empresa PETRA Energia S.A. pela cessão das amostras para o presente trabalho. A Profa. Dr. Lucieth Cruz Vieira, IG-UnB, como coorientadora e pelas discussões e considerações construtivas à cerca do mundo da quimioestratigrafia, bem como pelas discussões muitas das vezes filosóficas, mas tão construtivas quanto. Ao Prof. Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz, IG-UnB, pelo incansável esforço e pelas considerações à cerca da estratigrafia e pelo auxílio na obtenção das amostras, bem como por ter me introduzido no estudo da geologia do petróleo. Ao Doutor André Luiz Durante Spigolon, CENPES - PETROBRAS, por todas as considerações e por toda a ajuda no entendimento e interpretações da fácies orgânicas, bem como das suas aplicações no presente trabalho. Ao Mestre Christian Gianfranco Valdívía Rodriguez pelas inúmeras dúvidas solucionadas nos mais diversos temas. Agradeço aos geólogos Caio B. Ress e Murilo Pessoa na ajuda da execução das diversas análises que foram executadas durante o projeto, bem como a todos que participaram na execução do presente trabalho.

Agradeço ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pelos dados de isótopos estáveis, bem como os dados de fluorescência de raios-X, e por me receberem nas inúmeras visitas. Agradeço ao Laboratório de Inorgânica e Materiais do Instituto de Química da Universidade de Brasília, pelas análises e dados de carbono orgânico total. Ao Instituto de Geociências pelo apoio durante toda a realização do projeto, bem como a CAPES pela bolsa de mestrado, que foi de extrema valia.

Agradeço em particular aos meus pais por toda a ajuda financeira e pelo apoio de extrema importância, principalmente nos momentos mais difíceis. A todos os meus amigos, pela incondicional paciência e pelos momentos de descontração. A Mestre Amanda Moreira Leite, IG-UnB, por ser um ponto de referência não só na vida acadêmica, mas na vida como um todo. Aos Imbroisi por ser minha segunda família e por sempre estarem ao meu lado.

RESUMO

A base do Grupo Bambuí, formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, e as formações subjacentes são extensamente estudadas do ponto de vista quimioestratigráfico e litoestratigráfico nas regiões da Serra de São Domingos, Estado de Goiás e do Município de Sete Lagoas, Estado de Minas Gerais. Contudo, estas formações carecem de dados de geoquímica orgânica e de interpretações associadas ao seu potencial para a geração de hidrocarbonetos. O estudo das fácies orgânicas da base do Grupo Bambuí e da porção superior do Grupo Paranoá, a partir da análise organofaciológica do testemunho Poço 1, revelou contribuição de matéria orgânica amorfa e particulada. Ao longo do testemunho ocorrem intervalos de acúmulos de matéria orgânica, marcados pelos altos valores de carbono orgânico total (COT). Contudo, os altos valores, em alguns pontos superando 8% de COT, da Formação Sete Lagoas podem ser indícios de potencial de geração de hidrocarbonetos na região do Município de Morro da Garça, Estado de Minas Gerais, Brasil. Esses altos valores de COT indicam um potencial de rocha geradora de hidrocarbonetos para a base da Formação Sete Lagoas em estudo, quando associados aos dados de litoestratigrafia. Os dados de geoquímica orgânica ainda chamam a atenção para a Unidade PC, Grupo Paranoá, contudo os elevados valores de ICE e uma espessura limitada podem restringir o potencial de geração. A integração dos dados de litologia, COT e ICE associados a grande distribuição areal da Formação Sete Lagoas na bacia do São Francisco revelam um destacável potencial gerador. A análise de fluorescência de raios-X de rocha total, considerando o número limitado de amostras analisadas, parece mostrar aspectos físicos-químicos distintos entre o topo do Grupo Paranoá e a base do Grupo Bambuí. Por fim, os dados de isótopos estáveis mostram um padrão semelhante para a Formação Sete Lagoas, apresentado ainda valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ para toda a Formação Serra de Santa Helena, atingindo valores tão negativos quanto -9‰.

Palavras-Chave: Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena, porção superior Grupo Paranoá, fácies orgânicas, teores de COT, isótopos estáveis de C e O, fluorescência de raios-X

ABSTRACT

The base of Bambuí Group, Sete Lagoas and Serra de Santa Helena formations, and its' underlying formations are well known from the chemostratigraphic and lithostratigraphic points of view, in the regions of Serra de São Domingos, Goiás State and Sete Lagoas County, Minas Gerais State, Brazil. However, these formations lack organic geochemical data and interpretations associated with the hydrocarbon generation potential. The organic facies' study of the base of the Bambuí Group and the upper portion of the Paranoá Group, from the palynological analysis of core samples from drill Well 1, reveal amorphous and particulate organic matter contribution. Throughout the drill, there are intervals with organic matter accumulation, marked by the high values of total organic carbon (TOC). However, the high values from the Sete Lagoas Formation, at some points surpassing 8% of TOC, might indicate hydrocarbon generation potential at the region of Morro da Garça County, Minas Gerais State, Brazil. These high values of TOC indicate a hydrocarbon generation potential for the base of the Sete Lagoas Formation, when associated with lithostratigraphic data. The organic geochemical data calls attention to the PC Unit, Paranoá Group, however the elevated values of SCI and a limited width can restrict the generation potential. The integration of lithologic data, TOC and SCI associated with a large areal distribution of the Sete Lagoas Formation at the São Francisco basin reveal the notable generation potential. The total rock X-ray fluorescence analysis, considering the limited number of analyzed samples, seems to show distinct physical-chemical aspects between the top of the Paranoá Group and the base of the Bambuí Group. Lastly, the stable isotope data show a similar pattern for the Sete Lagoas Formation, with $\delta^{13}\text{C}$ values even more negative for all of the Serra de Santa Helena Formation, reaching values as negative as -9‰.

Key-words: Sete Lagoas Formation, Upper Paranoá Group, Organic Facies, TOC values, stable isotopes of C and O, X-rays fluorescence

SUMÁRIO

<u>DEDICATÓRIA</u>	v
<u>AGRADECIMENTOS</u>	vii
<u>RESUMO</u>	viii
<u>ABSTRACT</u>	ix

Sumário

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	Objetivos.....	10
1.2	Localização	10
2	BACIA DO SÃO FRANCISCO	11
2.1	Grupo Paranoá	12
2.2	Formação Jequitaí	15
2.3	Grupo Bambuí.....	15
2.3.1	Estratigrafia de sequências aplicada ao Grupo Bambuí	16
2.3.2	Quimioestratigrafia isotópica.....	19
2.4	Conceitos fundamentais em geoquímica orgânica.....	24
2.4.1	Matéria orgânica	24
2.4.2	Matéria orgânica amorfa.....	24
2.4.3	Maturidade térmica	25
2.4.4	Querogênio e betume.....	26
2.4.5	Fácies orgânicas	27
3	MATERIAIS	28
3.1	Litofácies de quartzito (Q) (cinco amostras)	30
3.2	Litofácies de siltito (S) (74 amostras)	30

3.3	Litofácies de ritmito (R) (seis amostras)	30
3.4	Litofácies de folhelho negro (FN) (12 amostras).....	30
3.5	Litofácies folhelho calcífero (FC) (três amostras)	30
3.6	Litofácies de brecha de falha (B) (duas amostras).....	31
3.7	Litofácies de carbonato (C) (22 amostras)	31
3.8	Litofácies de siltito calcífero (SC) (54 amostras)	31
3.9	Litofácies de diamictito (D) (uma amostra)	31
3.10	Litofácies de arenito (A) (11 amostras)	31
4	MÉTODOS	38
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	47
5.1	Análise litoestratigráfica e maturidade térmica	47
5.1.1	Litoestratigrafia	48
5.1.2	Carbono orgânico total	54
5.2	Fácies orgânicas	67
5.2.1	Fácies orgânica I: proximal com baixo COT	70
5.2.2	Fácies orgânica II: proximal com alto COT	71
5.2.3	Fácies orgânica III: distal com alto COT.....	72
5.2.4	Fácies orgânica IV: distal de mais alta energia com baixo COT	73
5.2.5	Fácies orgânica V: distal de mais baixa energia com baixo COT	76
5.3.	Isótopos estáveis e geoquímica de elementos maiores	78
6.	CONCLUSÕES.....	85
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa da bacia do São Francisco com a localização da perfuração Poço 1, grupos Paranoá-Espinhaço II e Bambuí, cráton São Francisco (adaptada de Alkmim & Marshak, 1998 e Reis & Alkmim, 2015).....	9
Figura 2. Mapa de localização e vias de acesso à perfuração Poço 1, Município de Morro das Garças, Estado de Minas Gerais, Brasil.	11
Figura 3. Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá (modificada de Campos et al., 2013). As formações englobadas pelo trabalho são destacadas no retângulo azul.	14
Figura 4. Litoestratigrafia segundo Dardenne (1978), Martins-Neto & Alkmim (2001), Alkmim & Martins-Neto (2012) e os ciclos deposicionais (Dardenne, 2000; Vieira et. al., 2007a) (adaptada de Paula-Santos, 2017).	18
Figura 5. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de importantes reservatórios de carbono (Hoefs, 2009).	20
Figura 6. Coluna estratigráfica da Formação Sete Lagoas com o perfil isotópico de C, as idades absolutas e as ocorrências do fóssil <i>Cloudina</i> sp. (Paula Santos, 2017).	23
Figura 7. Etapas de maturidade térmica com base nos teores de oxigênio e hidrogênio de hidrocarbonetos (adaptado de Tissot & Welte, 1984; e Van Krevelen, 1950).	25
Figura 8. Tipos de querogênio. A: Matéria orgânica (MOA, algas <i>Pediastrum</i> e <i>Botryococcus</i>); querogênio do tipo I. B: Matéria orgânica (MOA, grãos de pólen, cutículas, algas <i>Prasinophyceae</i> , acritarcas, e cistos de dinoflagelados); querogênio do tipo II.	27
Figura 9. Diagrama van Krevelen com as fácies orgânicas (Jones, 1987).	28
Figura 10. Coluna litoestratigráfica da seção cedida do cilindro de sondagem Poço 1, bacia do São Francisco. Fotografias das amostras macroscópicas e fotomicrografias de lâminas delgadas dos principais litotipos encontrados no presente trabalho. A-B: MP 2608, quartzito. A. Fotografia da amostra. B. Fotomicrografia com aumento de 5x com NX. C-D: MP 2617, ritmito. C. Fotografia da amostra. D. Fotomicrografia com aumento de 5x com N//. E-F: MP 2624, folhelho negro. E. Fotografia da amostra. F. Fotomicrografia com aumento de 10x em luz refletida dos sulfetos presentes na amostra. G-H: MP 2630, brecha de falha. G. Fotografia da amostra. H. Fotomicrografia com aumento de 5x com N//. I-J: MP2637, diamictito. I. Fotografia do resíduo de laminação. J. Fotomicrografia com aumento de 2,5x com N//. K-L: MP2643, calcilito. K. Fotografia da amostra. L. Fotomicrografia com aumento de 5x com NX. M-N: MP 2668, siltito calcífero. M. Fotografia da amostra. N. Fotomicrografia com aumento de 10x com N//. O-P: MP	

2696, siltito calcífero. O. Fotografia da amostra. P. Fotomicrografia com aumento de 10x com N//.	
Q: MP 2675, arenito, fotografia da amostra. R: MP 2712, siltito, fotografia da amostra. S: MP 2742, folhelho negro, fotografia da amostra. T-U: MP 2763, siltito calcífero. T. Fotografia da amostra. U. Fotomicrografia com aumento de 10x com N//.....	38
Figura 11. Resultado da combustão da amostra MP 2638 no forno SSM-5000A e obtenção do valor de COT da amostra a partir da diferença entre os valores de carbono total (TC) e carbono inorgânico (IC). A: curva do resultado de carbono orgânico total, e determinação de concentração média de TC. B: curva de resultado de carbono inorgânico, e determinação média de carbono inorgânico.	39
Figura 12. A: analisador de carbono orgânico total (L-TOC). B: unidade de combustão de amostras sólidas (SSM-5000A).....	39
Figura 13. Organograma de preparação das amostras (baseado em Tyson, 1995 e Spigolon, 2003).	41
Figura 14. Organograma da análise de fácies orgânicas (baseado em Tyson, 1995 e Spigolon, 2003).	43
Figura 15. Índice de coloração de esporomorfos (ICE) e sua relação com outros parâmetros de maturação térmica (baseado em Robertson Research International Limited e Spigolon, 2003). Ro = reflectância da vitrinita, IAT = índice de alteração térmica.	44
Figura 16. Desenho esquemático do funcionamento do IRMS Thermo Delta V Plus (Mancini & Miranda, 2012).	46
Figura 17. Grupo Paranoá nas amostras do presente trabalho, com as unidades: Unidade Q3, Unidade R4 e Unidade PC.	49
Figura 18. Base do Grupo Bambuí, com as formações e seções descritas no presente trabalho. A: Formação Sete Lagoas. B: Formação Serra de Santa Helena. C-F: seções litoestratigráficas definidas para a Formação Serra de Santa Helena.....	53
Figura 19. Reconstrução paleoambiental a partir dos dados de descrição litoestratigráfica de perfurações e afloramento. Localização da perfuração Poço 1, alvo de estudo do presente trabalho. Adaptada de Martins & Lemos (2007).	54
Figura 20. Perfil dos valores de COT e IC associado ao perfil litoestratigráfico e os intervalos de COT definidos no projeto.....	58
Figura 21. Matéria orgânica amorfa e acritarcas não identificados recuperados ao longo do cilindro de sondagem Poço 1. A: Acritarca não identificado - MP 2620 - Unidade R4. B: MOA - MP 2623 - Unidade PC. C-D: MOA - MP 2634 -Unidade PC. E: MOA - MP 2638 - Formação Sete Lagoas. F: Acritarca não identificado - MP 2652 - Formação Sete Lagoas. G: MOA - MP 2664 - Formação	

Serra de Santa Helena. H-J: MOA - MP 2696 - Formação Serra de Santa Helena s. K: MOA - MP 2709 - Formação Serra de Santa Helena. L: Acritarca não identificado - MP 2709 - Formação Serra de Santa Helena. M: MOA - MP 2709 - Formação Serra de Santa Helena. N: MOA - MP 2742 - Formação Serra de Santa Helena. O: MOA - MP 2751 - Formação Serra de Santa Helena. P: MOA - MP 2751 - Formação Serra de Santa Helena. Q: MOA - MP 2763 - Formação Serra de Santa Helena. R-S: MOA - MP 2768 - Formação Serra de Santa Helena. T: Acritarca não identificado - MP 2786 - Formação Serra de Santa Helena. Todas as escalas equivalem à 50µm.	62
Figura 22. Distribuições de material orgânico no cilindro de sondagem Poço 1. A: distribuição com até 13% de acritarcas não identificados (I). B: distribuição com valores entre 20 e 25% de acritarcas não identificados (II). C: distribuição com baixos valores de acritarcas não identificados (<5%) (III). D: distribuição com altos valores de acritarcas não identificados (>30%) (IV).	65
Figura 23. Diagrama ternário para as amostras, com as distribuições encontradas. Distribuição I: vermelha. Distribuição II: azul escuro. Distribuição III: verde. Distribuição IV: azul claro. I: ambiente altamente proximal. II: ambiente marginal anóxico. III: plataforma continental proximal oxidante. IV: transição entre plataforma continental e bacia. V: plataforma continental oxidante dominada por lama. VI: plataforma continental anóxica proximal. VII: plataforma continental anóxica “distal”. VIII: plataforma continental anóxica distal. IX: plataforma distal subóxida a anóxica. Modificada de Tyson (1993).	66
Figura 24. Fácies orgânicas do cilindro de sondagem Poço 1. A: Fácies orgânica proximal com baixo COT. B: Fácies orgânica proximal com alto COT. C: Fácies orgânica distal com alto COT. D: Fácies orgânica distal de mais alta energia com baixo COT. E: Fácies orgânica distal de mais baixa energia com baixo COT.	69
Figura 25. Fácies orgânica I. A-D: componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica I. A-B: MP 2620 – 1124, 21m. C-D: MP 2623 – 1115, 09m.	70
Figura 26. Fácies orgânica II. A-D: componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica II. A-D: MP 2634 – 1094, 04m.	71
Figura 27. Fácies orgânica III. A-D: componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica III. A-C: MP 2638 – 1082, 47m. D: MP 2643 – 1076, 05m.	73
Figura 28. Fácies orgânica IV. A-F: componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica IV. A: MP 2682 – 981, 91m. B-C: MP 2696 – 954, 02m. D-F: MP 2709 – 935, 14m.	75

Figura 29. Fácies orgânica V. A-E: espécimes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica V. A-B: MP2751 – 851, 18m. C: MP 2763 – 831, 60m. D: MP 2768 – 823, 01m. E: MP 2786 – 785, 76m.	77
Figura 30. Perfil dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ associado aos dados de óxidos dos elementos Si, Al, Mg, Ca, Na, Ti, Fe e K e tabela com os valores obtidos para os testemunhos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ utilizam o padrão V-PDB.	79
Figura 31. Compilação com as seções estratigráficas da Formação Sete Lagoas, com os dados de litoestratigrafia e valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$	84

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Correlação segundo o litotipo entre as unidades propostas por Faria (1995) e as formações propostas por Campos et al. (2013) para o Grupo Paranoá.....	13
Tabela 2. Características geoquímicas e microscópicas das fácies orgânicas A-D (Jones, 1987).	28
Tabela 3. Correlação entre litofácies descritas no presente trabalho, profundidade da perfuração e o respectivo MP.	32
Tabela 4. Critérios para descrição de material amorfo em luz branca transmitida e luz azul fluorescente (baseado em Tyson 1993, 1995 e Spigolon, 2003).	42
Tabela 5. Tipos importantes de material amorfo e suas características, quando reconhecidos em luz branca transmitida e luz azul fluorescente (modificado de Tyson, 1995 e Spigolon, 2003)	42
Tabela 6. Relação entre a composição química e a fluorescência nos diferentes componentes do querogênio imaturo (Robert, 1988)	45
Tabela 7. Variações de cor e intensidade de fluorescência ocasionadas com o aumento da maturação térmica (Robert, 1988).	45
Tabela 8. Relação das amostras selecionadas para a preparação palinológica, com as profundidades, formações litoestratigráficas e os valores de COT para cada amostra.....	59
Tabela 9. Relação da contagem de MOA nas amostras e sua razão percentual.	62

ÍNDICE DE EQUAÇÕES

Equação 1.	$\delta = C^{13}C^{12}_{amostra} / C^{13}C^{12}_{padr\tilde{a}o} - 1 \cdot 1000$	19
Equação 2.	$f_{org} = (\delta^{13}C_i - \delta^{13}C_{carb}) / \Delta c$	19
Equação 3	$2H_3PO_4(l) + 3CaCO_3(s) \rightarrow Ca_3(PO_4)_2(aq) + 3H_2O(l) + 3CO_2(g)$	46

1 INTRODUÇÃO

A bacia do São Francisco apresenta contexto estratigráfico e paleoambiental complexo, mas a disponibilização de amostras de rochas fornecidas pela empresa PETRA Energia vem a revelar interpretações interessantes à cerca da possível geração de hidrocarbonetos. O testemunho Poço 1 abrange a porção de topo do Grupo Paranoá, Formação Jequitaí, Grupo Macaúbas e a Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. As amostras permitiram a realização do presente estudo enfatizando fácies orgânicas e quimioestratigrafia isotópica. Este estudo levou a geração de novos dados que permitiram ainda uma avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos da Formação Sete Lagoas e das sucessões adjacentes na região do Município de Morro da Garça, centro-sul do Estado de Minas Gerais (Fig. 1).

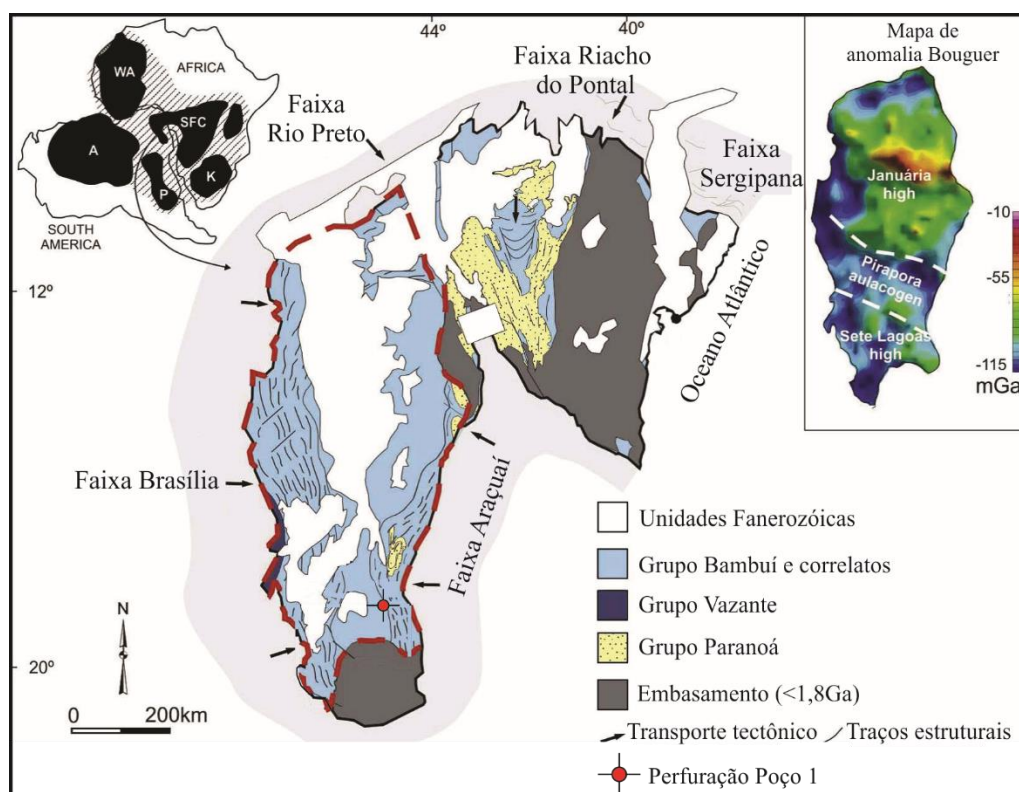


Figura 1. Mapa da bacia do São Francisco com a localização da perfuração Poço 1, grupos Paranoá-Espinhaço II e Bambuí, cráton São Francisco (adaptada de Alkmin & Marshak, 1998 e Reis & Alkmim, 2015)

O intervalo litoestratigráfico abrange a Formação Sete Lagoas, a partir do seu contato discordante com a Formação Jequitaí e a Formação Serra de Santa Helena, ambas pertencentes ao Grupo Bambuí. Contudo a seção estudada, não abrange intervalos da Formação Lagoa do Jacaré. O presente trabalho, no que se refere as formações subjacentes, engloba ainda parte das unidades Q₃, R₄ e PC, todas pertencentes ao Grupo Paranoá. O intervalo ainda abrange a Formação Jequitaí, pertencente ao Supergrupo São Francisco e correlacionável ao Grupo Macaúbas, representada pelos diamictitos.

A análise microscópica da matéria orgânica define a qualidade, quantidade e grau de maturação térmica da matéria orgânica, e quando associados as análises de isótopos estáveis e fósseis moleculares, suportam as inferências paleoambientais e a avaliação da potencialidade de geração de hidrocarbonetos (Spigolon, 2003). A correlação dos dados obtidos, da análise de isótopos estáveis, aliado à litoestratigrafia, pode permitir um melhor entendimento do paleoambiente. A caracterização da matéria orgânica presente, associada à sua maturidade térmica e conseqüentemente do potencial de geração de hidrocarbonetos, chama atenção para este importante intervalo de idade Proterozoica do Brasil.

1.1 Objetivos

O desenvolvimento deste trabalho objetiva, em termos gerais, a caracterização das fácies orgânicas integrada ao estudo de isótopos estáveis e de fluorescência de raios-X. Adicionalmente, objetiva analisar a matéria orgânica a partir da maturação térmica com base em análise palinológica e dos valores de carbono orgânico total (COT). Por fim, o trabalho apresenta uma análise da integração dos dados com intuito de avaliar um potencial de rocha geradora de hidrocarbonetos para a seção estudada. Os dados foram obtidos a partir de amostras de testemunho recuperadas a partir da perfuração Poço 1, bacia do São Francisco, Município de Morro das Garças, região central do Estado de Minas Gerais, Brasil.

1.2 Localização

O acesso à localidade do sítio de perfuração do cilindro de sondagem Poço 1, partindo do Município de Belo Horizonte, se dá pela MG-040 indo no sentido a MG-135, sede do Município de Curvelo. Após 22 quilômetros de Curvelo, seguindo a mesma rodovia, vira-se a esquerda para o Município de Morro da Garça. Em seguida, são tomadas vias secundárias para que se chegue ao sítio da perfuração (Fig. 2). As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas no galpão de armazenamento de testemunhos da empresa PETRA Energia, que se localizava na cidade de Patos de Minas.

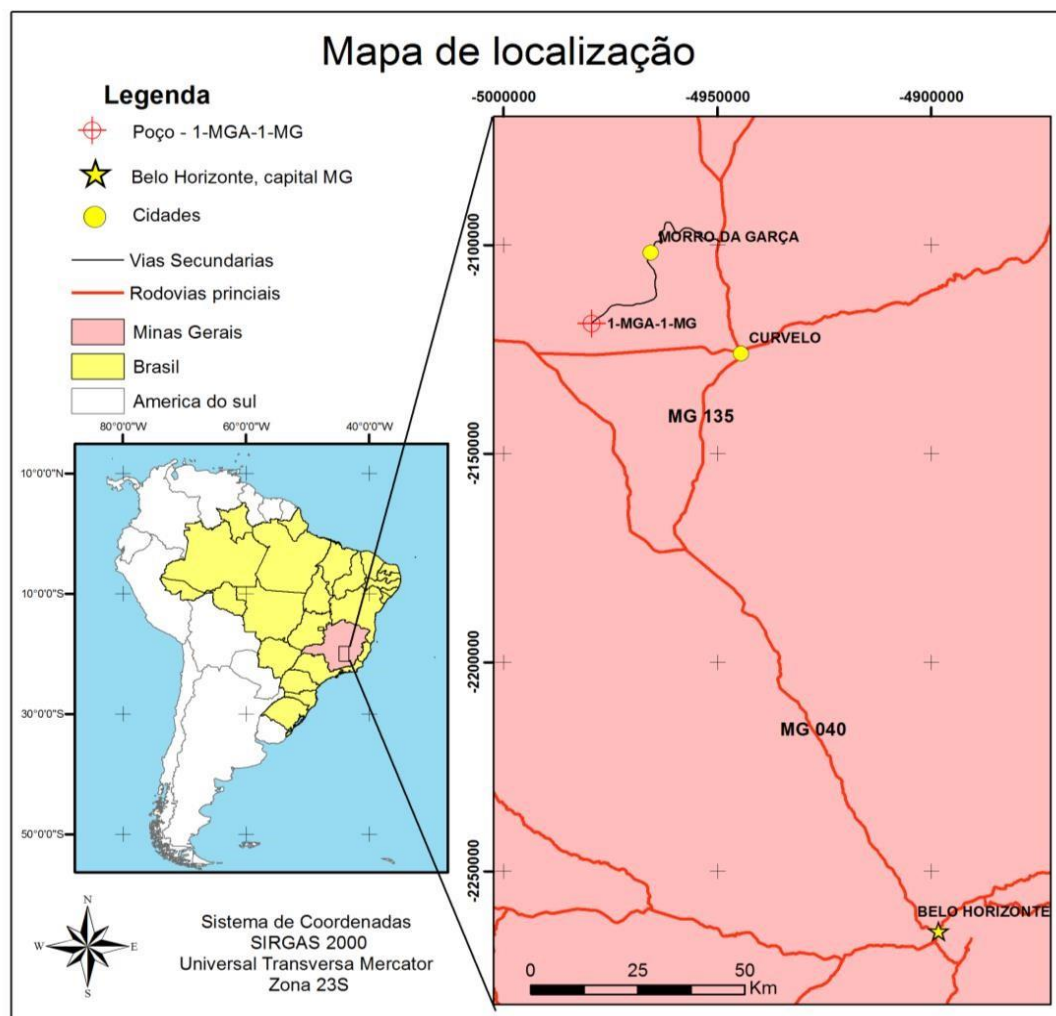


Figura 2. Mapa de localização e vias de acesso à perfuração Poço 1, Município de Morro da Garça, Estado de Minas Gerais, Brasil.

2 BACIA DO SÃO FRANCISCO

A bacia do São Francisco é uma bacia intracratônica pouco deformada na porção central, e deformada nas bordas, devido às duas faixas móveis compressionais: a oeste a faixa Brasília, e a leste a faixa Araçuaí. A base da bacia é constituída por rochas sedimentares do Proterozóico, cobertas por rochas sedimentares do Fanerozóico (Sgarbi, 1989; Dominguez, 1993; Campos & Dardenne, 1997b).

Outra interpretação, define a bacia do São Francisco como a porção sul do cráton, que apresenta história policíclica, desde 1,8 Ga, sendo delimitada pelas faixas móveis compressionais Brasília, a oeste, e Araçuaí, a leste (Alkmim & Martins-Neto, 2001, 2012). A coluna estratigráfica abrange o Supergrupo Espinhaço, Proterozóico Médio, o Supergrupo São Francisco, Proterozóico Superior, e Grupos Santa Fé, Areado, Mata da Corda e Urucuia, Fanerozoico. Assim, a bacia do São Francisco se

estende por cerca de 800 km, de direção N-S, ao longo do cráton São Francisco, recobrando uma área de cerca de 500.000 km² (Alkmim & Martins-Neto, 2001, 2012; Zalán & Silva, 2007).

Uma revisão estratigráfica, realizada a partir de dados de sísmica e perfurações ao longo da bacia do São Francisco correlacionam o Grupo Paranoá com uma deposição similar àquela ocorrida no Supergrupo Espinhaço (Reis & Alkmim, 2015; Reis & Suss, 2016). Segundo Reis & Alkmim (*op. cit.*), o Grupo Paranoá é correlacionável à porção superior do Grupo Espinhaço, sendo denominada uma sequência de primeira ordem Paranoá-Espinhaço II. Na unidade Proterozóica Superior, na base do Grupo Bambuí é colocada a Formação Carrancas, caracterizada por conglomerados basais associados a geleiras. A Formação Carrancas também é relatada na região sul do cráton São Francisco (Vieira *et al.*, 2007b).

No presente trabalho, devido ao estudo da litoestratigrafia e da região da perfuração, na porção centro-sul da bacia, opta-se por seguir a terminologia adotada por Alkmim & Martins-Neto (2001, 2012). A interpretação, adotada por estes autores, é de uma história policíclica com estratigrafia composta pelos supergrupos Espinhaço, São Francisco e grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Fig. 1). Algumas das revisões apresentadas por Reis & Alkmim (2015), principalmente em relação ao Grupo Bambuí.

Quanto ao Grupo Paranoá adotar-se-á a estratigrafia clássica apresentada por Dardenne (1978) e Faria (1995), mas com as interpretações de Reis & Alkmim (2015) acerca da sequência de primeira ordem Paranoá-Espinhaço II. Para o Grupo Bambuí adota-se a estratigrafia clássica com as formações Sete Lagoas, Serra da Saudade, Lagoa do Jacaré, Serra de Santa Helena e Três Marias (Dardenne, 1978a, 1981; Alkmim & Martins Neto, 2001, 2012; Vieira, *et al.*, 2007a; Alvarenga *et al.*, 2012).

A folha Morro da Garça, produzida pela UFMG em convênio com a CPRM em 2014, bem como a descrição geológica e geomorfológica do Morro da Garça, traz somente formações do Grupo Bambuí que se encontram mais ao topo, como as formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade (Chaves *et al.*, 2007; Kuchenbecker *et al.*, 2014).

2.1 Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá, classicamente descrito por Dardenne (1978), utilizava-se das denominações por siglas onde as formações recebem um código conforme o litotipo dominante e sua sucessão da base para o topo (Faria, 1995). Contudo, no presente trabalho somente três das 11 formações foram reconhecidas pela sua litoestratigrafia, sendo somente estas descritas a seguir.

Uma nova denominação atribuiu seções-tipo na porção externa da Faixa Brasília e substituindo as denominações por siglas pelos nomes associados as áreas-tipo e holoestratópios para cada uma das

formações (Campos *et al.*, 2013). Apesar da nova denominação a nomenclatura antiga ainda é a mais utilizada, sendo ainda a mais publicada, muito provavelmente devido ao trabalho de revisão ser ainda recente (Tab. 1).

No presente trabalho será adotada a denominação por Faria (1995), em primeiro lugar pelo maior uso e entendimento pela literatura vigente e também pela distância da localização da perfuração e das localizações utilizadas como seções-tipo. O uso da denominação por siglas traz um melhor entendimento e também uma maior correlação com o mostrado em Reis & Alkmim (2015).

Tabela 1. Correlação segundo o litotipo entre as unidades propostas por Faria (1995) e as formações propostas por Campos *et al.* (2013) para o Grupo Paranoá.

Unidades Faria (1995)	Formações Campos <i>et al.</i> (2013)	Litotipos
Unidade PC	Formação Córrego do Barreiro	Metassiltitos e metargilitos com lentes calcárias e participação arenosa.
Unidade R ₄	Formação Córrego do Sansão	Ritmitos com quartzitos muito finos subordinados
Unidade Q ₃	Formação Ribeirão Contagem	Quartzitos com intercalações argilosas laminares.
Unidade R ₃	Formação Serra da Meia Noite	Alternância de quartzitos muito finos e metapelitos
Unidade A	Formação Ribeirão do Torto	Ardósias com lentes quartzíticas ocasionais no topo
Unidade S	Formação Ribeirão Piçarrão	Metarritmitos e metassiltitos.
Unidade Q ₂	Formação Serra do Paranã	Quartzitos médios a grossos na base e grossos a conglomeráticos finos no topo.
Unidade R ₂	Formação Serra Almécegas	Alternância de metassiltitos, metargilitos e quartzitos muito finos e grossos.
Unidade Q ₁	Formação Serra da Boa Vista	Quartzitos com intercalações de metarritmitos
Unidade R ₁	Formação Córrego Cordovil	Alternância de metassiltitos, metargilitos e quartzitos finos a médios, com metamargas na base.
Unidade SM	Formação Ribeirão São Miguel	Conglomerados matriz suportados.

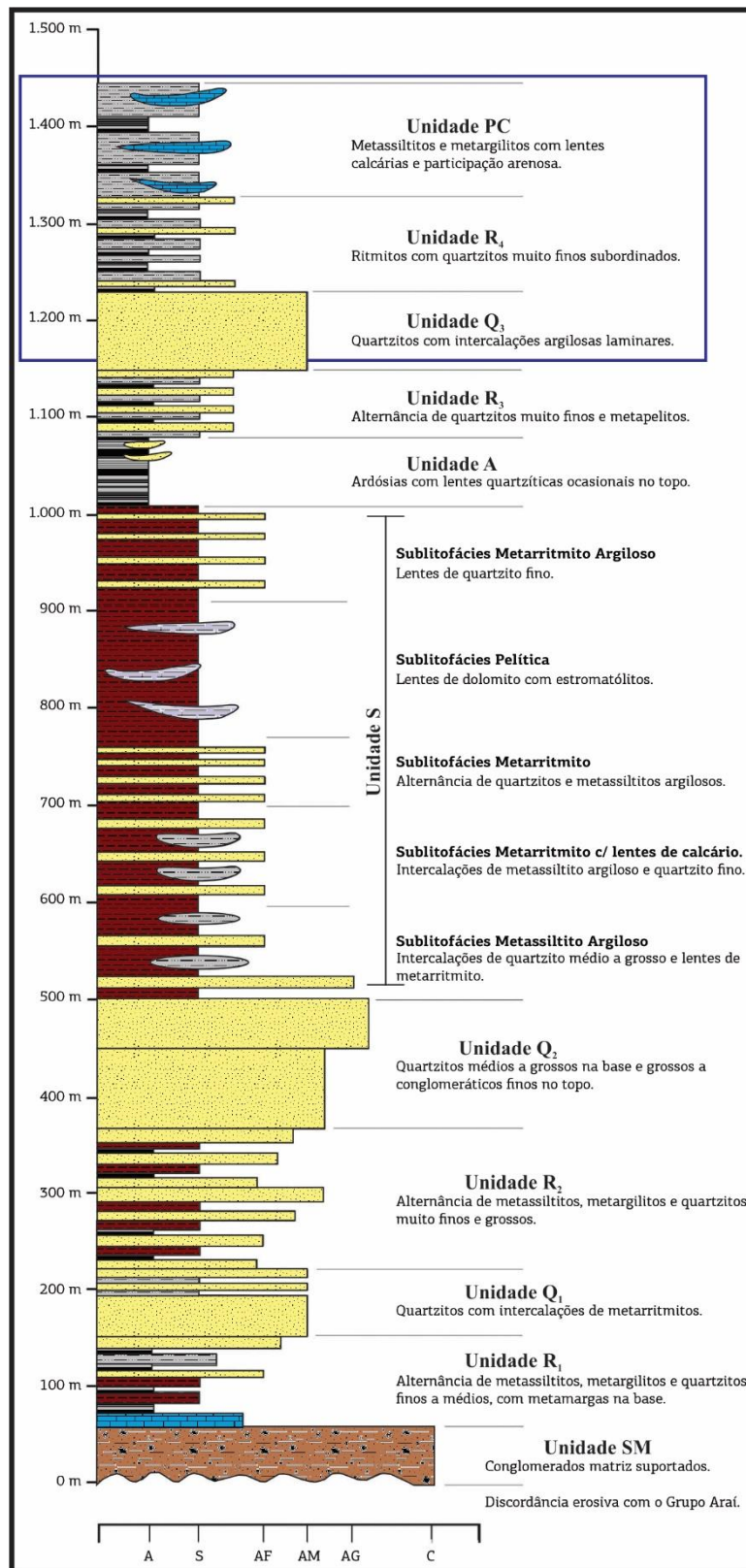


Figura 3. Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá (modificada de Campos *et al.*, 2013). As formações englobadas pelo trabalho são destacadas no retângulo azul.

2.2 Formação Jequitaiá

A Formação Jequitaiá, Grupo Macaúbas, é formada por arenitos, grauvacas, ritmitos, diamictitos maciços e arenitos calcíferos. Repousa em discordância erosiva sobre unidades do Grupo Paranoá. Possui caráter descontínuo podendo apresentar espessura variando regionalmente de 0 a 150 m (Uhlein *et al.*, 2004; Cuckrov *et al.*, 2005; Reis & Alkmim, 2015).

A Formação Jequitaiá, com seção-tipo no Município de Jequitaiá, Minas Gerais, é interpretada como depositada em ambiente glacial, sendo um representante das glaciações terminais do Neoproterozoico. Dados obtidos na região do Município de Vila Boa sugerem um ambiente deposicional continental relacionado a períodos de deglaciação cíclica progressiva, modificando a ideia anterior de uma ambiente glacio-marinho (Martins-Ferreira *et al.*, 2013).

2.3 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí apresenta litoestratigrafia clássica com suas formações interpretadas como tendo sido depositadas em paleoambiente marinho, com rampas carbonáticas proximais que interdigitam-se em direção ao centro da bacia com pelitos de fácies distais (Braun, 1982; Braun *et al.*, 1990; Martins, 1999; Martins-Neto & Alkmim, 2001). Outra interpretação é a de uma deposição marinha típica de bacia intracratônica para grande parte da bacia com deformação devido a tectônica compressional, onde somente a fase final de deposição poderia ter ocorrido sob o regime de deposição de uma bacia do tipo de antepaís (Zalán & Silva, 2007).

Alkmim & Martins-Neto (2012) retomam a deposição segundo uma bacia do tipo antepaís devido à sobrecarga gerada pela faixa Brasília no Ediacarano. Novas interpretações, a partir de dados de sísmica, perfurações e análise de afloramentos alteram a estratigrafia do Grupo Bambuí, sendo composta pelas formações Carrancas, Sete Lagoas, Serra da Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Reis & Alkmim, 2015). A presença da Formação Carrancas altera a litoestratigrafia clássica, contudo não a prejudica uma vez que a formação em questão apenas adiciona mais uma unidade na porção basal do grupo. A Formação Carrancas é caracterizada como de origem glacial e não é descrita em grande parte da bacia, talvez por semelhança com a Formação Jequitaiá ou pela não preservação (Vieira *et al.*, 2007a; Reis & Suss, 2016).

O presente trabalho segue Martins-Neto & Alkmim (2001), Alkmim & Martins-Neto (2012) e Reis & Alkmim (2015) (Fig. 4). Dessa forma, as formações da base para o topo são: Formação Sete Lagoas, composta por dolomitos e calcários com intercalação de folhelhos (com máxima espessura de 500 m), Formação Serra de Santa Helena, composta por folhelhos e siltitos, com lentes de arenitos subordinadas (640 m), Formação Lagoa do Jacaré, formada por margas e calcários pretos, que em

muitas regiões caracterizam-se por ser fétidos e ricos em matéria orgânica (140 m), Formação Serra da Saudade, composta por folhelhos verdes e com presença de lentes de calcário subordinadas (100 m) e Formação Três Marias, composta por arenitos e pelitos (100 m). As espessuras máximas são estimativas de Iglesias & Uhlein (2009).

Apesar da litoestratigrafia relativamente bem definida, um dos pontos de grande discussão no meio científico é a idade do Grupo Bambuí. As primeiras determinações foram baseadas em datações de Rb-Sr obtendo idades isocrônicas entre 600 e 700 Ma (Parenti-Couto *et al.*, 1981; Babinski *et al.*, 1999). A segunda atribuição teve como base o método Pb-Pb feito nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, obtendo nas amostras mais preservadas idades de 686 ± 69 Ma para a idade mínima de deposição (Babinski *et al.*, 1999). Utilizando-se ainda do método Pb-Pb, obtém-se a idade de 740 ± 22 Ma para a capa carbonática da Formação Sete Lagoas (Babinski *et al.*, 2007).

Datações de U-Pb em grãos de zircão detrítico em margas, pertencentes ao topo da Formação Sete Lagoas, obtiveram uma idade máxima de 610 Ma (Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011). Devido as divergências de idades encontradas na base e no topo da Formação Sete Lagoas, a hipótese de uma discordância temporal significativa foi levantada para a unidade (Babinski *et al.*, 2012). O marco da discordância é colocado como um salto isotópico nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Vieira *et al.*, 2007b).

Contudo, novos dados obtiveram uma idade máxima de deposição de 560 Ma para a sequência de topo da Formação Sete Lagoas, com base em zircão detrítico pelo método de U-Pb (Paula-Santos *et al.*, 2015). Adicionalmente, as ocorrências de *Cloudina* sp. na sequência basal desta formação na região de Januária indicaria tratar-se do Ediacarano (Warren *et al.*, 2014; Paula-Santos *et al.*, 2014, Paula-Santos, 2017; Paula-Santos *et al.*, 2017). Porém, a identificação da espécie carece de trabalho taxonômico para uma efetiva atribuição ao Ediacarano Tardio, pois para ocorrências na Formação Tamengo, a espécie *Cloudina lucianoi* (Beurlen and Sommer, 1957) foi utilizada como fóssil-guia do Ediacarano Tardio e zoneamento bioestratigráfico foi proposto (Adôrno *et al.*, 2017). Caso as ocorrências de *Cloudina* sp. em Januária venham a revelar que seria a mesma espécie que ocorre na Formação Tamengo, uma correlação e datação como Ediacarano Tardio poderia vir a ser corroborada.

2.3.1 Estratigrafia de sequências aplicada ao Grupo Bambuí

O uso de estratigrafia de sequências no Grupo Bambuí é de grande importância para o entendimento da evolução bacia do São Francisco (Fig. 4). Utilizando o conceito, é possível então analisar as correlações temporais a partir de depósitos cronocorrelatos, estes depositados em um regime tectônico de escala bacinal, em detrimento de uma correlação estratigráfica (Van Wagoner, 1995).

O Grupo Bambuí é considerado uma sucessão de rochas sedimentares depositadas sob a influência de um mesmo regime tectono-termal, sendo caracterizado como uma sequência de 1ª ordem (Dardenne, 2000; Alkmim & Martins-Neto, 2001, 2012). Esta sequência representa a submersão do cráton do São Francisco por águas marinhas, com a instalação de uma bacia do tipo *foreland*, resultante da sobrecarga litosférica exercida pela Faixa Brasília (Fig. 4).

Esta sequência de 1ª ordem foi subdividida em três sequências menores que registram megaciclos transgressivo-regressivos do tipo raseamento para o topo (Dardenne, 2000). Vieira *et al.*, (2007a) reinterpreta o primeiro destes megaciclos, como dois megaciclos do tipo raseamento para o topo. Desta forma, a sequência de 1ª ordem do Grupo Bambuí pode ser subdividida em quatro megaciclos (Fig. 4).

O primeiro megaciclo apresenta, na base, deposição de sedimentos finos e ricos em matéria orgânica na porção leste da bacia, que compreendem argilitos, margas e ritmitos marinhos de água profunda, a esses é creditado potencial gerador da bacia (Dardenne, 2000). Vieira *et al.* (2007a) relata pseudomorfos de aragonita na porção leste da bacia, estruturas sedimentares características de capas carbonáticas, depositadas sobre depósitos glaciais e encontradas por todo o planeta (Grotzinger & Knoll, 1995; Hoffman & Schrag, 2002). Encerram o megaciclo, depósitos carbonáticos impuros de granulometria mais grossa (areia, silte) com laminação planar, as vezes *hummocky*, que gradam lateralmente para calcários com laminação planar, que podem apresentar estruturas heterolíticas e *climbing ripples*, depositadas, respectivamente, em rampa dominada por tempestade e rampa dominada por maré (Vieira *et al.*, 2007a).

O segundo megaciclo inicia-se com deposição de pelitos e deposição rítmica de calcário e pelitos que sugerem afogamento da bacia, gradando para o topo para calcários negros com laminação planar ou truncada de baixo ângulo, depositados em rampa profunda (Vieira *et al.*, 2007a). Estruturas de dissolução e gretas de contração que indicam exposição subaérea marcam o limite da sequência (Lima, 1997). Estes dois megaciclos correspondem litologicamente aos depósitos da Formação Sete Lagoas. Os litotipos dos megaciclos basal e de topo desta formação correspondem àqueles agrupados e denominados como Membros Pedro Leopoldo e Lagoa Santa, respectivamente (Schöll, 1976).

O início do terceiro megaciclo é representado pelos folhelhos da Formação Serra de Santa Helena, que apresentam aumento do retrabalhamento por ondas e tempestades em direção ao topo, apresentando siltitos e lentes arenosas (Alkmim & Martins-Neto, 2001). Encerram o megaciclo, os calcários oolíticos e oncolíticos de planície de maré da Formação Lagoa do Jacaré (Dardenne, 1978).

O quarto megaciclo é marcado pelos pelitos da Formação Serra da Saudade, na base, passando no topo para os arcóseos, arenitos e conglomerados da Formação Três Marias. Os depósitos desta última formação marcam o assoreamento final da bacia e o fim da deposição do Grupo Bambuí (Alkmim & Martins-Neto, 2001).

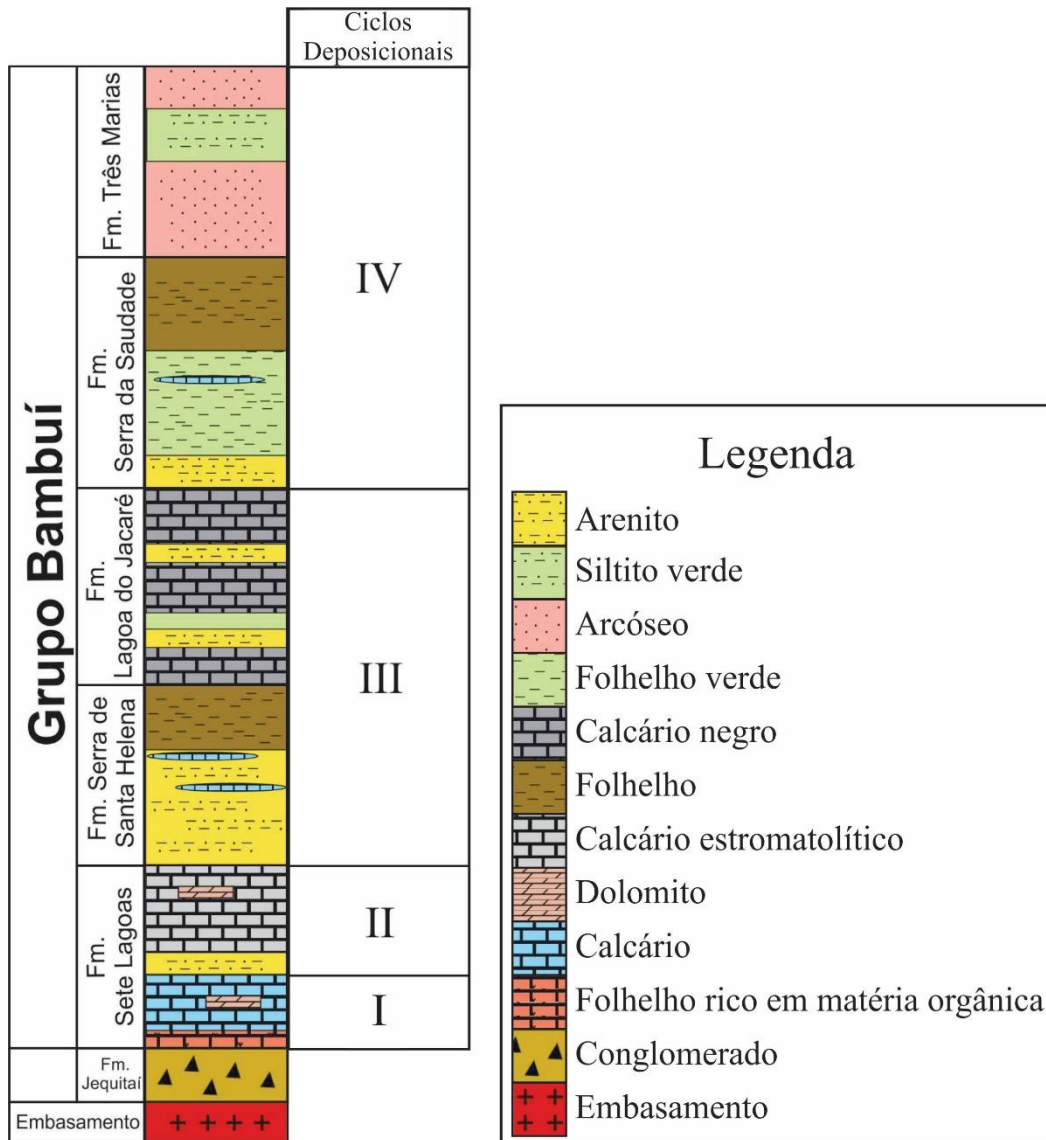


Figura 4. Litoestratigrafia segundo Dardenne (1978), Martins-Neto & Alkmim (2001), Alkmim & Martins-Neto (2012) e os ciclos deposicionais (Dardenne, 2000; Vieira *et. al.*, 2007a) (adaptada de Paula-Santos, 2017).

Os dois primeiros megaciclos são os de maior importância para este trabalho, visto que concentram a Formação Sete Lagoas com seus depósitos carbonáticos. É nesta formação que se concentra grande parte dos dados das diversas publicações científicas.

2.3.2. Químioestratigrafia isotópica

O fracionamento de isótopos ocorre devido as diferentes razões isotópicas de um mesmo elemento. Em geral, o fracionamento é muito pequeno, ocorrendo em alguns décimos ou centésimos de 1 %, sendo bem marcado para os elementos leves (cuja massa atômica é inferior a 40).

Valores positivos de fracionamento indicam um enriquecimento da amostra no isótopo pesado quando comparadas com o padrão, enquanto que valores negativos indicam que a amostra é mais empobrecida no isótopo mais pesado, ou mais enriquecida no isótopo mais leve. O padrão é escolhido por conveniência e pode ser naturalmente abundante, como água do mar para $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e D/H, para carbonato $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, ou mesmo um químico comercial (Craig, 1965).

O carbono é um não metal tetravalente que forma ligações covalentes, apresentando dois isótopos estáveis conhecidos: ^{12}C (98,93% de abundância) e ^{13}C (1,07%) (Rosman & Taylor, 1998). Suas variações são expressas em função da razão isotópica em relação ao padrão de referência internacional PDB na notação δ expressa em partes por mil (‰).

O fracionamento do carbono ao longo do tempo geológico pode levar a obtenção da relação abaixo (Eq. 1) onde é possível se obter o valor do fracionamento dos isótopos para o elemento carbono, com base nos valores absolutos dos isótopos pesado (^{13}C) e leve (^{12}C). O espectro de compostos de carbono envolvidos nas configurações termo-geológicas pode ser avaliado com base neste fracionamento de isótopos de carbono (Hoefs, 2009) (Fig. 5).

Equação 1 .

$$\delta = \left(\frac{\left(\frac{C^{13}}{C^{12}} \right)_{amostra}}{\left(\frac{C^{13}}{C^{12}} \right)_{padrão}} - 1 \right) \cdot 1000$$

Na análise geológica desses isótopos dois reservatórios apresentam elevada importância, o carbono orgânico e carbono inorgânico (Fig. 5). Nesse sentido as variações no $\delta^{13}\text{C}$ refletem mudanças na razão entre o carbono orgânico e o carbono inorgânico que é removido dos oceanos através do soterramento de matéria orgânica e da deposição de carbonato sedimentar (Frank *et al.*, 2003).

Excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ nos sedimentos oceânicos refletem um aumento no soterramento de carbono orgânico em relação ao carbono inorgânico, enquanto excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ indicam o oposto (Frank *et al.*, 2003). Assumindo variações em um estado de equilíbrio (*steady state*), essas relações podem ser expressas como:

Equação 2.

$$f_{org} = (\delta^{13}\text{C}_i - \delta^{13}\text{C}_{carb})/\Delta c$$

onde f_{org} representa a fração orgânica do fluxo de carbono soterrado, $\delta^{13}C_i$ representa a composição isotópica de carbono derivado de intemperismo e de fluxos vulcânicos, $\delta^{13}C_{carb}$ é dado pela composição do carbonato marinho e Δ_c é a diferença isotópica entre carbono inorgânico e carbono orgânico soterrado (Des Marais, 1997;Vieira, 2007).

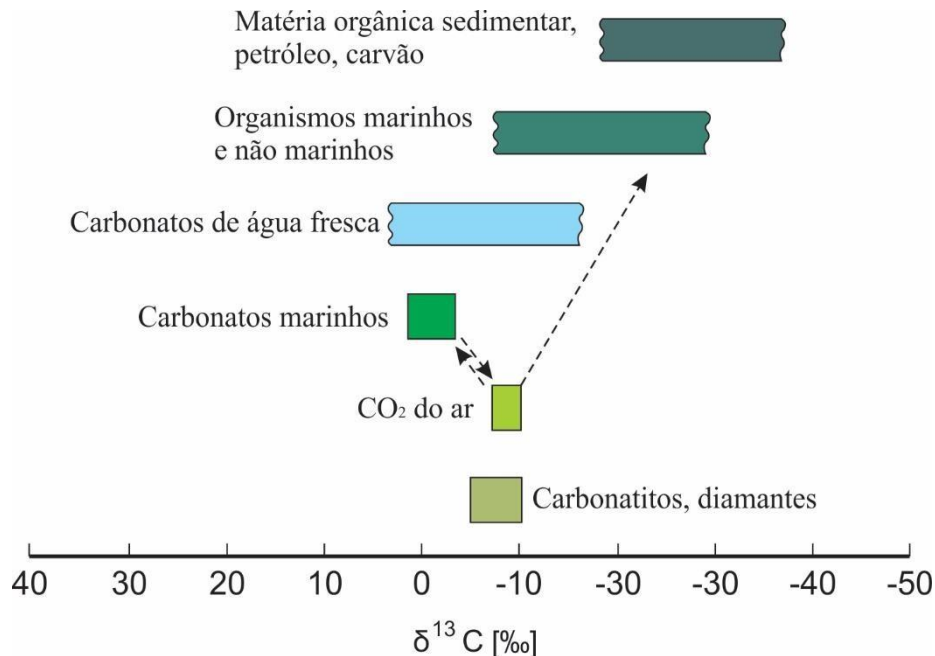


Figura 5. Valores de $\delta^{13}C$ de importantes reservatórios de carbono (Hoefs, 2009).

Dessa forma as rochas carbonáticas podem ser usadas como indicadores da composição isotópica dos oceanos, uma vez que o sistema calcita-bicarbonato apresenta fracionamento isotópico pequeno e é relativamente insensível a mudanças de temperatura, preservando o registro original. O registro isotópico de carbono para os carbonatos neoproterozóicos é caracterizado pela ocorrência de importantes excursões negativas e positivas de $\delta^{13}C$ (Vieira, 2007).

Os isótopos estáveis de oxigênio, por sua vez, apresentam fracionamento muito similar ao de carbono, podendo ser utilizada a Equação 1 para o cálculo dos valores do seu fracionamento, com a ressalva de que os isótopos a serem utilizados são ^{18}O (isótopo pesado) e ^{16}O (isótopo leve). Os valores obtidos também recebem a notação δ e são expressos em partes por mil (‰) (Hoefs, 2009).

Os principais reservatórios de oxigênio na Terra são a atmosfera, os oceanos, os sedimentos e a biosfera. Nos oceanos atuais, a composição isotópica do oxigênio varia com a profundidade e as concentrações são fornecidas pelos valores de $\delta^{18}O$ do oxigênio dissolvido (Sharp, 2007). Contudo, o registro isotópico de oxigênio de sedimentos carbonáticos marinhos antigos decresce com o aumento da idade. A explicação dessa variação no registro geológico passa por três hipóteses: os valores de $\delta^{18}O$

dos oceanos antigos eram mais negativos; as temperaturas nos oceanos antigos eram mais elevadas; ou ainda, os sedimentos tornaram-se mais ricos em $\delta^{16}\text{O}$ devido a alteração diagenética (Sharp, 2007).

Muito possivelmente, o registro represente uma combinação entre as três possibilidades, entretanto mais dados são necessários para se afirmar tal suposição. Ainda deve ser ressaltado que os isótopos de oxigênio são muito sensíveis a alterações decorrentes da percolação de fluídos e alterações na temperatura, durante a fase de diagênese (Vieira, 2007). Devido a essas alterações, os dados devem ser analisados com extremo cuidado, afim de se evitar equívocos.

Ainda é necessário ressaltar que no estudo dos isótopos estáveis de oxigênio o fracionamento que apresenta valores menores que -10‰ são indicativos de que no material estudado, ocorreu alguma modificação posterior a deposição, indicando que os valores obtidos não são aqueles primários (Kasting *et al.*, 2006; Knauth & Kennedy, 2009). Mais uma vez, essa observação deve ser levada em consideração quando se analisa os dados associados aos isótopos.

Os dados de quimioestratigrafia, dos isótopos de carbono e oxigênio, concentram-se na Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, contudo, também existem dados obtidos para carbonatos intercalados nos depósitos siliciclásticos das formações Carrancas e Serra de Santa Helena e da Formação Lagoa do Jacaré (Paula Santos, 2017; Paula Santos *et al.*, 2017). Devido a ênfase do presente trabalho estar nas formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, a maior quantidade de resultados obtidos e as maiores discussões referentes a quimioestratigrafia, dos isótopos de carbono e oxigênio, estarão também nestas.

A Formação Sete Lagoas possui uma sucessão de registros isotópicos de C bastante conhecida. As características isotópicas são tidas como de expressão bacinal sendo comumente relatadas na borda ocidental, bem como na borda oriental da bacia do São Francisco (Iyer & Babinski, 1993; Iyer *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 2000, 2004; Vieira, *et al.*, 2007b; Alvarenga *et al.*, 2012, 2014; Paula-Santos, 2017; Paula-Santos *et al.*, 2017). Assim, baseando-se nos valores obtidos a partir da bibliografia presente para $\delta^{13}\text{C}$ pode-se dividir a Formação Sete Lagoas em três intervalos distintos com base na quimioestratigrafia: base, região intermediária e topo (Fig. 6).

A base da Formação Sete Lagoas é caracterizada por carbonatos com valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos em torno de -4,5 ‰ (Varni *et al.*, 2001; Vieira *et al.*, 2007b; Alvarenga *et al.*, 2007, 2014; Kuchenbecker *et al.*, 2016; Paula-Santos, 2017). Esses valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ associados com algumas litofácies, como cristais de aragonita, permitem inferir que os carbonatos são típicos carbonatos de capa. Os carbonatos de capa são por sua vez associados ao período de deglaciação de geleiras (Grotzinger & Knoll, 1995; Knoll *et al.*, 1995; Kennedy, 1996; Hoffman & Schrag, 2002).

Em direção ao topo do perfil da Formação Sete Lagoas, na porção intermediária, os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ aumentam gradualmente até que cheguem em um intervalo próximo de zero, se mantendo nesse intervalo (Santos *et al.*, 2000; Vieira, *et al.*, 2007b; Kuchenbecker, 2011; Paula-Santos *et al.*, 2014). Em seguida, ocorre um salto isotópico abrupto passando de carbonatos com valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos de 0 ‰ para carbonatos ricos em matéria orgânica atingindo valores de $\delta^{13}\text{C}$ que ultrapassam +6 ‰ (Santos *et al.*, 2000, 2004; Alvarenga *et al.*, 2007; Vieira, *et al.*, 2007b; Kuchenbecker, 2011; Alvarenga *et al.*, 2014; Paula-Santos *et al.*, 2014; Kuchenbecker *et al.*, 2016). Este salto isotópico pode ser utilizado para separar os membros Pedro Leopoldo e Lagoa Santa (Dardenne, 2000; Vieira *et al.*, 2007a). Esta mudança brusca dos valores dos isótopos de carbono tem expressão bacinal e é utilizada como um marco stratigráfico para distinguir as sequências de topo e base da Formação Sete Lagoas (Santos *et al.*, 2000).

Em direção ao topo da Formação Sete Lagoas os valores de $\delta^{13}\text{C}$ continuam aumentando gradativamente atingindo valores de até +16 ‰ (Iyer *et al.*, 1995). A esse alto enriquecimento interpreta-se um fracionamento isotópico em um ambiente marinho restrito. Esse fracionamento pode ter sido gerado pelo soterramento de matéria orgânica, alta bioprodutividade, evaporação e/ou redução de sulfatos por bactérias (Santos *et al.*, 2000; Martins & Lemos, 2007; Paula-Santos *et al.*, 2014).

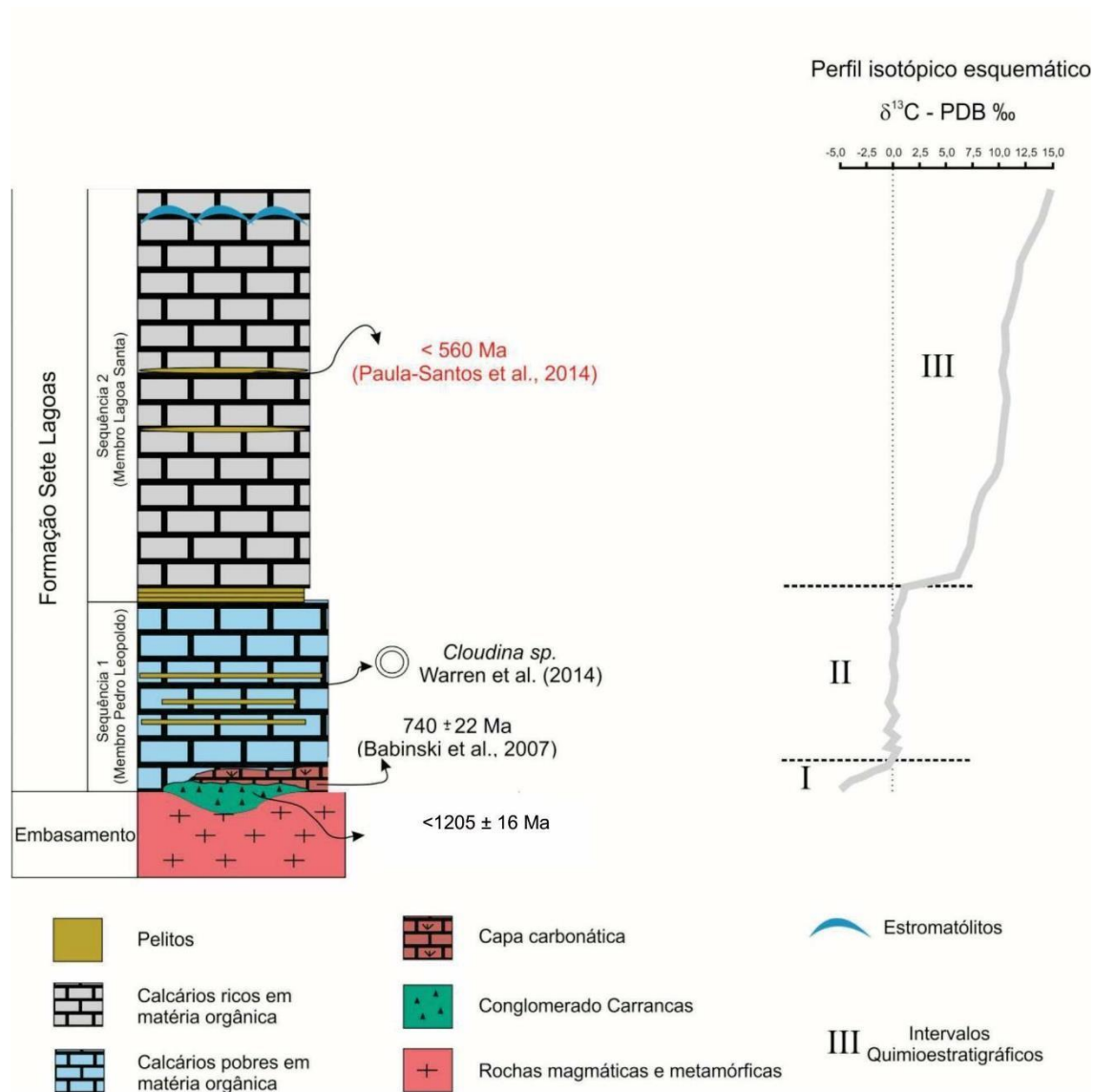


Figura 6. Coluna estratigráfica da Formação Sete Lagoas com o perfil isotópico de C, as idades absolutas e as ocorrências do fósil *Cloudina sp.* (Paula Santos, 2017).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o primeiro intervalo químioestratigráfico de $\delta^{13}\text{C}$, variam de -10 a -5 ‰ (Alvarenga *et al.*, 2007; Vieira *et al.*, 2007b). Para os demais intervalos, não há uma tendência coerente de variação dos isótopos de O, embora o segundo intervalo normalmente apresente composições mais leves que último dos intervalos (Vieira, *et al.*, 2007b; Alvarenga *et al.*, 2014; Paula-Santos, 2017).

Com base no exposto acima, é possível avaliar os dados obtidos para a seção do presente trabalho e suas correlações com outras seções da mesma bacia e do mundo. Ainda é importante ressaltar que por se tratar de unidade do Neoproterozoico, a Formação Sete Lagoas, algumas implicações e interpretações devem ser tomadas com devida cautela, uma vez que podem gerar interpretações falsas

se aplicadas as mesmas correlações utilizadas no Fanerozóico (Bjerrum & Canfield, 2011; Rothman *et al.*, 2003; Johnston *et al.*, 2012).

2.4 Conceitos fundamentais em geoquímica orgânica

Alguns conceitos utilizados no presente trabalho, por serem específicos da geologia orgânica, terão uma breve abordagem afim de facilitar a leitura e compreensão do texto. Alguns dos conceitos apresentados, passaram por diversas mudanças ao longo dos anos e por isso podem ter mudanças de definição quando comparadas com estudado por outras áreas dentro da geologia. Por exemplo, os termos palinofácies e fácies orgânicas antes eram utilizados como conceitos distintos e atualmente são considerados sinônimos, sendo utilizado no presente trabalho somente o conceito de fácies orgânicas. Por isso, os termos conceituais principais utilizados ao longo deste trabalho serão listados e descritos brevemente a seguir.

2.4.1 Matéria orgânica

A matéria orgânica, tal como é encontrada nas rochas sedimentares, é constituída por moléculas orgânicas, derivadas direta ou indiretamente de partes de organismos que passaram pelo processo de diagênese. São encontradas em formas de monômeros ou polímeros, compostos pelos elementos carbono, hidrogênio, oxigênio, nitrogênio e enxofre. A fração mineralizada, como ossos, dentes e conchas não pode ser incluída na classificação (Tissot & Welte, 1984).

Devido ao processo de diagênese e aos processos de transformação a que a matéria orgânica é submetida ao longo do tempo geológico, é de suma importância o entendimento do paleoambiente e do processo de transformação dos resíduos dos organismos em matéria orgânica. Para cada tipo de resíduo animal, as proporções de carboidratos, gorduras e proteínas variam, e esta variação modifica o comportamento das transformações e o produto final gerado (Tyson, 1995).

2.4.2 Matéria orgânica amorfa

A matéria orgânica amorfa observada por palinologistas é tipicamente heterogênea e consiste em uma matriz verdadeiramente amorfa com uma variedade de inclusões estruturadas ou "pseudometamorfos" que muitas vezes lhe dão uma aparência 'coagulada' (aparência grumosa). Na maioria dos grumos bem preservados e termicamente imaturos de matéria orgânica amorfa há uma grande quantidade de pequenos detritos liptodetrinítico que só podem ser observados sob luz fluorescente (Tyson, 1995).

Evidências isotópicas, a partir de isótopos estáveis de carbono, mostram que a matéria orgânica amorfa de idade mais antiga, como de idade Proterozoica, depositada em ambiente marinho profundo,

em sedimentos finos, é derivada de fitoplâncton ou bactérias. Em termos de massa, quase toda a matéria orgânica depositada nesse período de tempo é representada pela matéria orgânica amorfa. Esta elevada deposição se deve ao fato de a biomassa marinha ser marinha por algas unicelulares, bem como pela baixa presença de organismos com tecidos com alta resistência estrutural na maioria dos ambientes aquáticos (Tyson, 1995).

2.4.3 Maturidade térmica

A maturidade termal depende da variação de pressão e temperatura a que a rocha como um todo foi submetida ao longo do tempo geológico, sendo caracterizada segundo os seguintes estágios: diagênese, catagênese, metagênese e metamorfismo (Tissot & Welte, 1984) (Fig.7). As variações de pressão e temperatura podem ser independentes entre si, contudo um aumento de pressão leva a um aumento de temperatura de forma direta.

A diagênese é caracterizada pelas transformações físicas, químicas e biológicas que ocorrem durante a deposição do sedimento na ordem de até algumas centenas de metros de soterramento. É o processo onde o sistema tende a atingir o equilíbrio e a matéria orgânica se transforma em geopolímeros, estes precursores do querogênio.

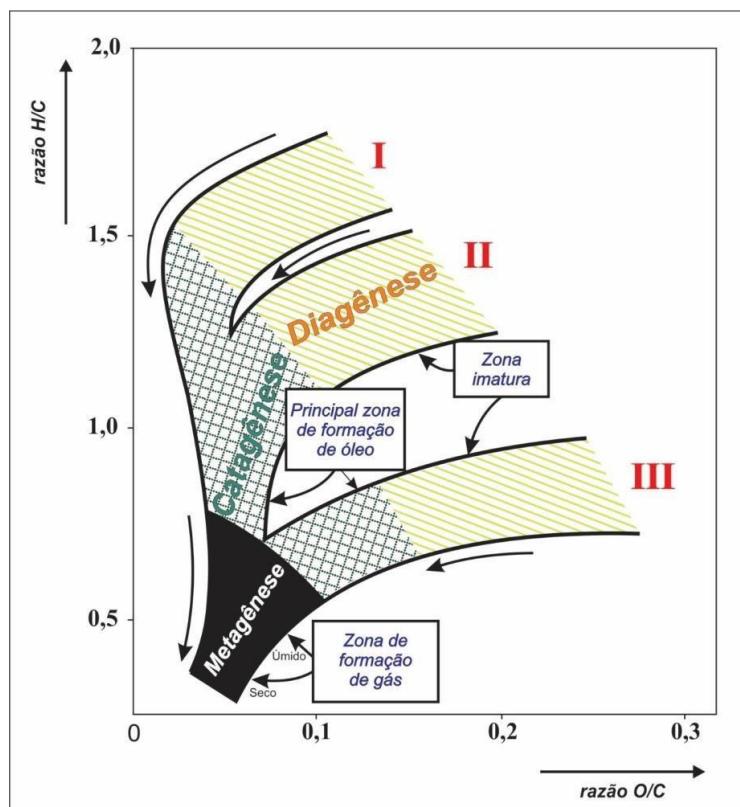


Figura 7. Etapas de maturidade térmica com base nos teores de oxigênio e hidrogênio de hidrocarbonetos (adaptado de Tissot & Welte, 1984; e Van Krevelen, 1950).

A catagênese é resultante de aumento de temperatura sobre a matéria orgânica contida na rocha. Em condições redutoras, gera a quebra do querogênio e começa a produção de hidrocarbonetos. A janela de geração é contida entre 50 e 150°C, sendo caracterizada pela formação de petróleo líquido, gás úmido e grandes quantidades de metano (Hunt, 1995).

A metagênese é atingida com altas pressões e temperaturas e representa o último estágio da alteração da matéria orgânica. Nesse estágio a matéria orgânica é transformada em metano ou ainda representa resíduos orgânicos. Após a metagênese há a caracterização do metamorfismo (Van Krevelen, 1950; Tissot & Welte, 1984).

2.4.4 Querogênio e betume

A matéria orgânica é composta por duas frações: querogênio e betume. Querogênio é composto pela matéria orgânica particulada insolúvel em solventes orgânicos, enquanto betume é composto por matéria orgânica molecular. O betume é a fração solúvel em solventes orgânicos, geralmente representando apenas cinco por cento de toda a matéria orgânica da amostra (Mendonça Filho *et al.*, 2012).

O querogênio, por sua vez, pode ser dividido em três tipos, denominados I, II, e III. O querogênio do tipo I é caracterizado pela alta razão H/C e baixa razão O/C, sendo derivado de algas de água doce, ou matéria orgânica amorfa (MOA), apresentando assim elevado poder de geração de hidrocarbonetos. O querogênio do tipo II apresenta razão H/C relativamente alta enquanto apresenta relação O/C relativamente baixa, sendo derivado de grãos de pólen e matéria orgânica marinha, apresentando também elevado potencial para geração de hidrocarbonetos. O querogênio do tipo III apresenta razão baixa de H/C e razão alta de O/C. É derivado de plantas terrestres e apresenta potencial moderado para geração de hidrocarbonetos, podendo ainda gerar grandes quantidades de gás (Mendonça Filho *et al.*, 2012) (Fig. 8).

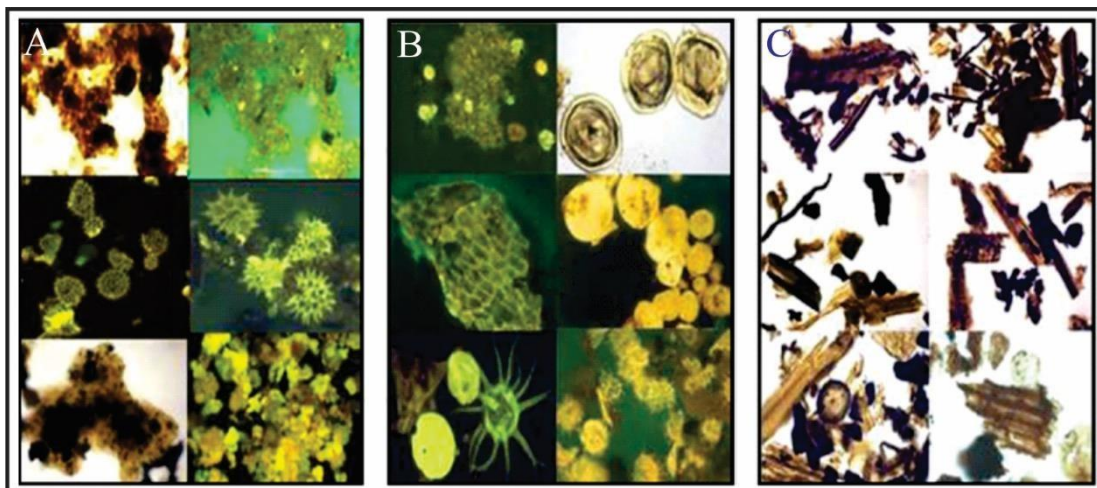


Figura 8. Tipos de querogênio. A: Matéria orgânica (MOA, algas *Pediatrum* e *Botryococcus*); querogênio do tipo I. B: Matéria orgânica (MOA, grãos de pólen, cutículas, algas *Prasinophyceae*, acritarcas, e cistos de dinoflagelados); querogênio do tipo II.

2.4.5 Fácies orgânicas

O conceito de fácies orgânicas está intimamente ligado à atuação dos geólogos do carvão no final do Século XIX e início do Século XX, pois foram os primeiros a reconhecer a diferença entre o tipo de matéria orgânica (Menezes *et al.*, 2008). Uma das definições formais dada à fácies orgânicas foi proposta por Jones & Demaison (1980): “fácies orgânica consiste em uma subdivisão mapeável de determinada unidade estratigráfica, sendo distinguida pelas características dos constituintes orgânicos, sem considerar os aspectos da fração inorgânica dos sedimentos”. Nas décadas seguintes, diversos pesquisadores trabalharam com o conceito e sua aplicação, mas somente em Tyson (1995) é que o conceito de fácies orgânicas foi definido como: “grupo de sedimentos contendo uma assemblagem distinta de constituintes orgânicos, que podem ser reconhecidos por microscopia ou estar associados com uma composição organogeoquímica característica”. Ainda, segundo Jones (1987) foi possível caracterizar sete fácies orgânicas baseadas nos seguintes parâmetros: tipo de querogênio identificado, carbono orgânico total, pirólise *Rock-Eval* e petrografia orgânica (Tab. 2) (Fig. 9).

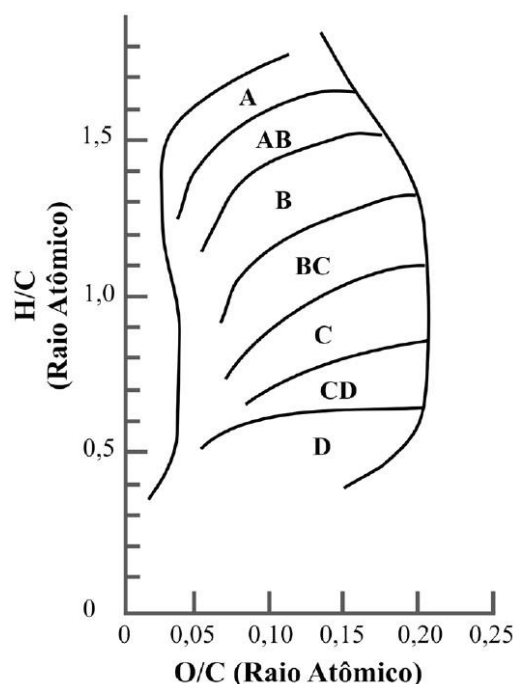


Figura 9. Diagrama van Krevelen com as fácies orgânicas (Jones, 1987).

Tabela 2. Características geoquímicas e microscópicas das fácies orgânicas A-D (Jones, 1987).

Fácies Orgânicas	H/C	Parâmetros <i>Rock-Eval</i>		Matéria orgânica dominante
		IH	IO	
A	≥ 1,45	>850	10-30	Algálica; MOA
AB	1,35-1,45	650-850	20-50	MOA + minoria terrestre
B	1,15-1,35	400-650	30-80	MOA + terrestre
BC	0,95-1,15	200-400	40-80	Mistura + MOA oxidada
C	0,75-0,95	125-250	50-150	Terrestre + MOA oxidada
CD	0,60-0,70	50-125	40-150+	MOA oxidada; retrabalhada
D	≤ 0,60	<50	20-200+	MOA oxidada + retrabalhada

3. MATERIAIS

O desenvolvimento deste trabalho ocorreu a partir da amostragem de testemunho homônimo a perfuração Poço 1. A sondagem foi realizada no Município de Morro da Garça, Estado de Minas Gerais, com coordenadas 528483 E/ 7933104 N, Zona 23S (Fig. 1). As amostras utilizadas foram cedidas para pesquisa, por solicitação do Prof. Dermeval Aparecido do Carmo, pela empresa PETRA Energia.

A coleta consistiu na recuperação de 188 amostras a partir de um intervalo de 392,49 metros (1150m a 757,51m) com intervalos de coleta entre 0,2 a 3 metros, de acordo com os tipos litológicos e o seu potencial para estudo da matéria orgânica, bem como o estudo de isótopos estáveis. As amostras pertencem as formações de topo do Grupo Paranoá e formações da base do Grupo Bambuí (Fig. 10).

Ampla maioria (157 amostras) está restrita as formações da base do Grupo Bambuí. A divisão dos grupos encontrados no presente trabalho foi baseada em dados da empresa PETRA Energia.

As amostras coletadas foram tombadas na Coleção de Micropaleontologia do Museu de Geociências (Instituto de Geociências, Universidade de Brasília) e guardadas no Laboratório de Micropaleontologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LabMicro-UnB), sob o prefixo de MP. A metodologia de tombamento empregada segue Do Carmo *et al.* (2015a) e Denezine *et al.* (2016).

A amostragem objetivou uma maior representatividade no intervalo que compreende a Formação Sete Lagoas, em especial, na seção carbonática, devido ao interesse na análise da matéria orgânica e na obtenção dos dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio. A avaliação no momento de coleta foi baseada no litotipo, bem como na avaliação macroscópica do potencial de recuperação fossilífera e do potencial de recuperação de matéria orgânica. Objetiva-se, a partir das amostras coletadas, obter-se uma correlação entre os dados litológicos, isotópicos e organogeoquímicos para a perfuração. Todas as amostras coletadas possuem descrição em lupa binocular, pertencente ao Laboratório de Micropaleontologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, com intuito de se obter um melhor controle estratigráfico, sedimentológico e potencial fossilífero.

A sucessão sedimentar é dominada por folhelhos e siltitos calcíferos e não calcíferos, bem como carbonatos. Há ainda entradas de areia ao longo das formações pertencentes ao Grupo Bambuí que atingem escala decimétrica a métrica, sendo caracterizadas por arenitos muito finos a finos moderadamente selecionados. A presença de folhelhos negros apresenta bastante interesse devido ao elevado potencial para a caracterização de rochas geradoras, bem como a presença de diamictito, pertencente a Formação Jequitaí, mostra um importante marco estratigráfico da bacia do São Francisco.

A sucessão estratigráfica dos testemunhos cedidos para estudo contém da base para o topo quartzitos que se estendem por cerca de 10 m de espessura, siltitos que se estendem por cerca de 5 m de espessura, e ritmitos que se estendem por cerca de 16 m de espessura. Folhelhos negros e calcíferos se estendem por mais 27 m, onde há a ocorrência de cerca de 3 m de carbonatos, mais próximo ao topo. Por fim, ocorre uma sucessão de aproximadamente 8 metros de calcilutito micrítico, com uma discordância de topo marcada pela presença de diamictitos. Os folhelhos e calcários pertencem ainda ao Grupo Paranoá, enquanto os diamictitos pertencem a Formação Jequitaí.

A sucessão pertencente ao Grupo Bambuí apresenta em sua base aproximadamente 40 m de calcilutito micrítico, sendo sucedido por cerca de 283 m de siltitos calcíferos e não calcíferos, e arenitos muito finos a finos. As camadas de siltitos variam drasticamente podendo apresentar-se em escala

decimétrica a decamétrica, enquanto que os arenitos aparecem com menores espessuras atingindo em uma ocorrência escala decimétrica. A presença de folhelho negro mais para o topo, pode indicar um litotipo de elevado interesse para a geologia dos hidrocarbonetos.

A partir da descrição litológica, foram caracterizadas dez litofácies diferentes: quartzito, siltito, siltito calcífero, ritmito, folhelho negro, folhelho calcífero, brecha de falha, calcário, diamictito e arenito. A descrição das litofácies segue o observado em microscópio ótico, por meio de lâminas delgadas e amostras macroscópicas. A conservação das amostras e a compactação dessas influenciaram no reconhecimento de estruturas sedimentares. As ocorrências das litofácies são agrupadas tanto pela codificação apresentada ao longo do perfil como pelo código MP das amostras (Fig. 10).

3.1 Litofácies de quartzito (Q) (cinco amostras)

Quartzito de granulometria areia fina a muito fina, com pequena presença de muscovita (<1%) que em muitos dos casos aparece orientada (Tab. 3) (Fig. 10 A-B). A indicação de orientação das micas aparece em pequenas porções mais finas da amostra, quando observadas em microscópio ótico.

3.2 Litofácies de siltito (S) (74 amostras)

Siltito de coloração cinza, com pouca presença de micas e pequenas lâminas de areia muito fina (Tab. 4) (Fig. 10R). É diferenciado do siltito calcífero devido ao baixo teor de carbono inorgânico (carbono derivado dos minerais calcita, dolomita e aragonita). O teor de carbono inorgânico foi obtido a partir das análises de carbono orgânico total.

3.3 Litofácies de ritmito (R) (seis amostras)

Intercalação rítmica entre arenito fino bem selecionado e siltito de coloração cinza (Tab. 5) (Fig. 10 C-D). Pequena presença de micas, não apresentando uma direção preferencial de orientação.

3.4 Litofácies de folhelho negro (FN) (12 amostras)

Rocha de granulometria argila a silte com presença de micas e coloração cinza escura a preta (Tab. 6) (Fig. 10 E-F, S). Apresenta quantidade significativa de sulfetos dispostas na rocha atingindo, em alguns casos escala centimétrica, com hábito euédrico em muitas das ocorrências. Os sulfetos mais comuns são piratas tardi-diagenéticas ou ainda subordinadamente galenas. Este é diferenciado do folhelho calcífero devido ao baixo teor de carbono inorgânico, obtido a partir das análises de carbono orgânico total. Em comparação com os folhelhos calcíferos também apresentam maior teor de carbono orgânico total, em geral.

3.5 Litofácies folhelho calcífero (FC) (três amostras)

Rocha de granulometria argila a silte com presença de micas e coloração cinza (Tab. 7) (Fig. 10). Em algumas ocorrências, apresenta entrada de pequenas lâminas de areia muito fina bem como

estruturas do tipo linsen. A essas ocorrências de areia muito fina são indicadas variações na deposição, podendo indicar, no caso das estruturas linsen, um pequeno rebaixamento do nível de água. Em comparação com o litotipo folhelho negro apresenta maior quantidade de carbono inorgânico e menor quantidade de carbono orgânico total, em geral. Podem apresentar sulfetos, mas em menor quantidade e em menor tamanho.

3.6 Litofácies de brecha de falha (B) (duas amostras)

Carbonato brechado devido a falha (Tab. 8) (Fig. 10 G-H).

3.7 Litofácies de carbonato (C) (22 amostras)

Calclutito micrítico, de coloração cinza e com elevados teores de carbono orgânico total (Tab. 9) (Fig. 10 K-L).

3.8 Litofácies de siltito calcífero (SC) (54 amostras)

Siltito de coloração cinza, com pouca presença de micas e pequenas lâminas de areia muito fina (Tab. 10) (Fig. 10 M-P, T-U). Apresenta maior quantidade de carbono inorgânico quando comparado com o siltito.

3.9 Litofácies de diamictito (D) (uma amostra)

Paraconglomerado polimítico de matriz argila a silte, com presença de arcabouço de grãos de granulometria areia grossa a seixos (Tab. 11) (Fig. 10 I-J). Os clastos podem ser de quartzitos, granitos, folhelhos ou ainda fragmentos calcários. A maioria dos grãos apresenta-se subanguloso a subarredondado e pouco esféricos. Os clastos são predominantemente de quartzitos ou folhelhos. Devido a superposição de carbonatos dos dois grupos estudados, a litofácies de diamictito, serve como marco para a divisão destes.

3.10 Litofácies de arenito (A) (11 amostras)

Arenito de granulometria areia muito fina a fina, moderadamente selecionado, com lâminas podendo atingir até areia média (Tab. 12) (Fig. 10 Q). Pequena presença de argila ou fragmentos líticos, bem como pequena quantidade de micas. Em algumas amostras há contato planar em alguns grãos, mas na grande maioria o contato é pontual.

Tabela 3. Correlação entre litofácies descritas no presente trabalho, profundidade da perfuração e o respectivo MP.

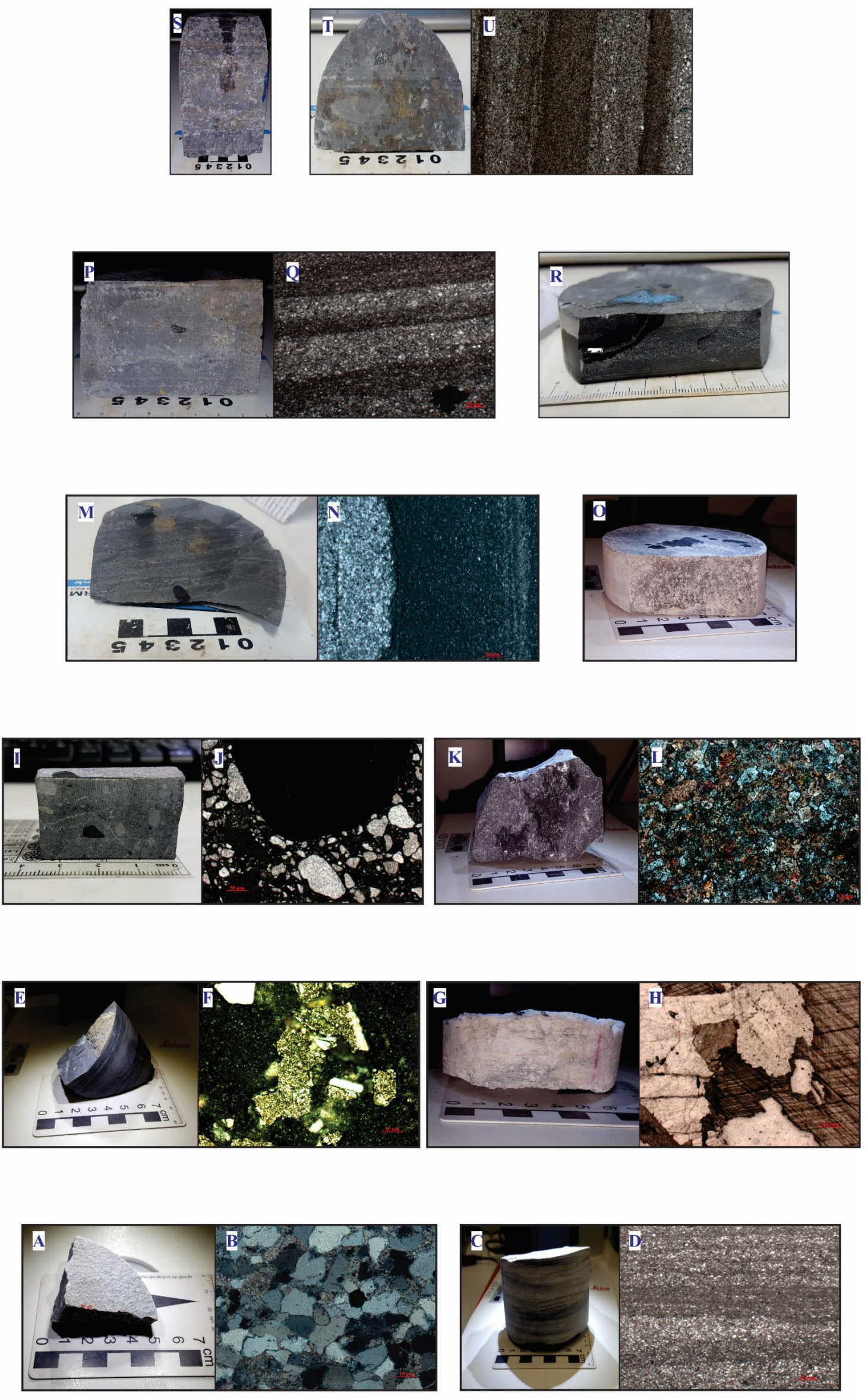
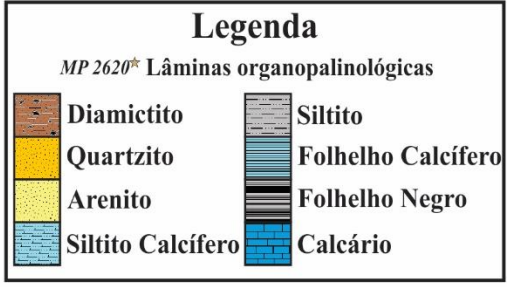
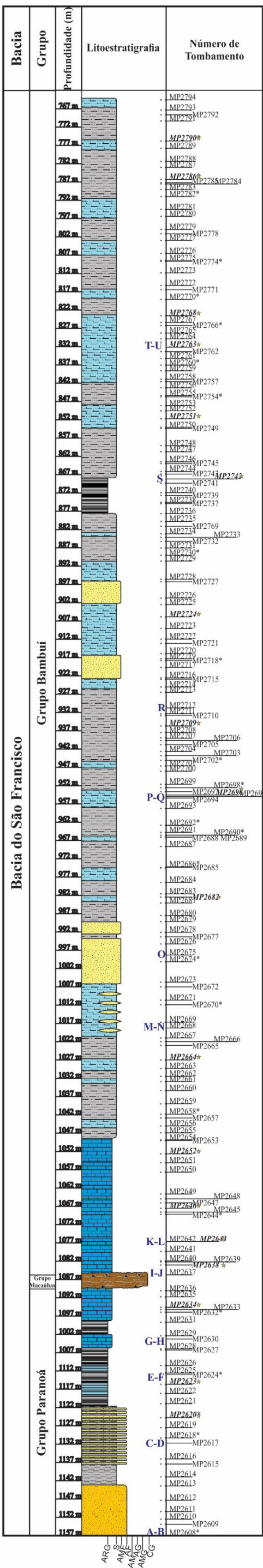
Grupo	MP	Profundidade (m)	Litotipo
G R U P O P A R A N O Á	2608	1156,4	Quartzito
	2609	1153,35	Quartzito
	2610	1151,95	Quartzito
	2611	1149,91	Quartzito
	2612	1146,79	Quartzito
	2613	1142,9	Siltito
	2614	1140,39	Siltito
	2615	1136,74	Ritmito
	2616	1135,49	Ritmito
	2617	1131,15	Ritmito
	2618	1129,77	Ritmito
	2619	1126,93	Ritmito
	2620	1124,21	Ritmito
	2621	1120,39	Folhelho negro
	2622	1117,6	Folhelho negro calcífero
	2623	1115,09	Folhelho negro calcífero
	2624	1112,5	Folhelho negro
	2625	1112,02	Folhelho negro
	2626	1109,96	Folhelho negro calcífero
	2627	1105,73	Folhelho negro
	2628	1105,41	Folhelho negro
	2629	1101,81	Calcário
	2630	1102,71	Calcário
	2631	1098,13	Folhelho negro
	2632	1095,37	Calcário
	2633	1094,63	Calcário
2634	1094,04	Calcário	
2635	1091,22	Calcário	
2636	1089,55	Calcário	
Grupo Macaúbas	2637	1085,18	Diamictito
G R U P O B A M B U Í	2638	1082,47	Calcário
	2639	1081,66	Calcário
	2640	1081,37	Calcário
	2641	1078,77	Calcário
	2642	1076,05	Calcário
	2643	1076,05	Calcário
	2644	1068,02	Calcário
	2645	1066,98	Calcário
	2646	1065,49	Calcário
	2647	1064,39	Calcário
	2648	1063,08	Calcário

Grupo	MP	Profundidade (m)	Litotipo
G R U P O B A M B U Í	2649	1068,62	Calcário
	2650	1057,1	Calcário
	2651	1054,56	Calcário
	2652	1052,11	Calcário
	2653	1048,46	Calcário
	2654	1048,27	Calcário
	2655	1046,34	Silito
	2656	1044,48	Silito calcífero
	2657	1042,29	Silito
	2658	1041,26	Silito
	2659	1038,42	Silito
	2660	1034,78	Silito
	2661	1032,37	Silito calcífero
	2662	1030,89	Silito
	2663	1028,77	Silito calcífero
	2664	1026,45	Silito calcífero
	2665	1022,47	Silito
	2666	1021,43	Silito
	2667	1020,40	Silito
	2668	1017,69	Silito calcífero
	2669	1016,10	Silito calcífero
	2670	1011,34	Silito calcífero
	2671	1010,10	Silito calcífero
	2672	1006,46	Silito calcífero
	2673	1005,16	Arenito
	2674	999,60	Arenito
	2675	997,77	Arenito
	2676	994,74	Arenito
	2677	992,80	Silito
	2678	991,56	Arenito
	2679	988,62	Silito
	2680	986,95	Silito
	2681	983,53	Silito
2682	981,91	Silito calcífero	
2683	981,03	Silito	
2684	977,87	Silito	
2685	973,92	Silito calcífero	
2686	973,80	Silito	
2687	968,10	Silito	
2688	965,52	Silito calcífero	
2689	965,51	Silito calcífero	
2690	964,98	Silito	
2691	964,21	Silito	
2692	962,28	Silito	
2693	957,66	Silito	

Grupo	MP	Profundidade (m)	Litotipo
G R U P O B A M B U Í	2694	954,84	Siltito calcífero
	2695	954,40	Siltito calcífero
	2696	954,02	Siltito calcífero
	2697	953,09	Siltito calcífero
	2698	952,03	Siltito
	2699	951,08	Siltito
	2700	947,48	Siltito
	2701	946,07	Siltito calcífero
	2702	944,51	Siltito
	2703	943,24	Siltito
	2704	942,12	Siltito
	2705	940,26	Siltito
	2706	939,10	Siltito
	2707	938,35	Siltito
	2708	936,94	Siltito
	2709	935,14	Siltito
	2710	932,32	Siltito
	2711	931,79	Siltito
	2712	930,19	Siltito
	2713	925,94	Siltito
	2714	924,48	Siltito calcífero
	2715	922,36	Siltito calcífero
	2716	922,01	Arenito
	2717	919,13	Arenito
	2718	917,27	Arenito
	2719	916,77	Arenito
	2720	915,35	Siltito calcífero
	2721	912,58	Siltito calcífero
	2722	911,41	Siltito calcífero
	2723	908,52	Siltito calcífero
	2724	905,33	Siltito calcífero
	2725	901,96	Siltito calcífero
	2726	900,15	Arenito
	2727	895,72	Arenito
	2728	895,04	Siltito calcífero
	2729	890,06	Siltito calcífero
	2730	888,46	Siltito
	2731	886,50	Siltito
2732	884,66	Siltito	
2733	883,57	Siltito	
2734	882,63	Siltito calcífero	
2735	879,26	Siltito	
2736	877,11	Siltito	
2737	874,37	Folhelho negro	
2738	874,01	Folhelho negro	

Grupo	MP	Profundidade (m)	Litotipo
G R U P O B A M B U Í	2739	872,15	Folhelho negro
	2740	871,38	Folhelho negro
	2741	868,78	Folhelho negro
	2742	867,62	Folhelho negro
	2743	866,28	Siltito
	2744	865,59	Siltito
	2745	863,42	Siltito
	2746	862,96	Siltito
	2747	860,19	Siltito
	2748	858,53	Siltito
	2749	853,86	Siltito
	2750	853,52	Siltito calcífero
	2751	851,18	Siltito calcífero
	2752	849,00	Siltito calcífero
	2753	847,60	Siltito calcífero
	2754	845,16	Siltito
	2755	844,80	Siltito
	2756	842,72	Siltito
	2757	841,03	Siltito
	2758	840,37	Siltito calcífero
	2759	838,05	Siltito calcífero
	2760	836,50	Siltito calcífero
	2761	834,65	Siltito calcífero
	2762	832,83	Siltito calcífero
	2763	831,60	Siltito calcífero
	2764	829,34	Siltito calcífero
	2765	827,73	Siltito calcífero
	2766	825,70	Siltito calcífero
	2767	824,85	Siltito calcífero
	2768	823,01	Siltito calcífero
	2769	880,57	Siltito
	2770	818,54	Siltito
	2771	815,90	Siltito calcífero
2772	814,73	Siltito	
2773	811,31	Siltito	
2774	808,13	Siltito	
2775	807,86	Siltito	
2776	805,97	Siltito	
2777	802,41	Siltito calcífero	
2778	800,59	Siltito	
2779	799,42	Siltito	
2780	795,82	Siltito	
2781	793,94	Siltito calcífero	
2782	790,42	Siltito calcífero	
2783	788,51	Siltito	

Grupo	MP	Profundidade (m)	Litotipo
G R U P O B A M B U Í	2784	787,00	Silito
	2785	786,65	Silito
	2786	785,76	Silito
	2787	782,45	Silito
	2788	780,80	Silito
	2789	777,21	Silito
	2790	775,25	Silito calcífero
	2791	769,79	Silito
	2792	768,08	Silito
	2793	766,78	Silito
	2794	763,99	Silito calcífero



ARG
AMC
AMC
AMC
CG

Figura 10. Coluna litoestratigráfica da seção cedida do cilindro de sondagem Poço 1, bacia do São Francisco. Fotografias das amostras macroscópicas e fotomicrografias de lâminas delgadas dos principais litotipos encontrados no presente trabalho. **A-B:** MP 2608, quartzito. **A.** Fotografia da amostra. **B.** Fotomicrografia com aumento de 5x com NX. **C-D:** MP 2617, ritmito. **C.** Fotografia da amostra. **D.** Fotomicrografia com aumento de 5x com N//. **E-F:** MP 2624, folhelho negro. **E.** Fotografia da amostra. **F.** Fotomicrografia com aumento de 10x em luz refletida dos sulfetos presentes na amostra. **G-H:** MP 2630, brecha de falha. **G.** Fotografia da amostra. **H.** Fotomicrografia com aumento de 5x com N//. **I-J:** MP2637, diamictito. **I.** Fotografia do resíduo de laminação. **J.** Fotomicrografia com aumento de 2,5x com N//. **K-L:** MP2643, calcilito. **K.** Fotografia da amostra. **L.** Fotomicrografia com aumento de 5x com NX. **M-N:** MP 2668, siltito calcífero. **M.** Fotografia da amostra. **N.** Fotomicrografia com aumento de 10x com N//. **O-P:** MP 2696, siltito calcífero. **O.** Fotografia da amostra. **P.** Fotomicrografia com aumento de 10x com N//. **Q:** MP 2675, arenito, fotografia da amostra. **R:** MP 2712, siltito, fotografia da amostra. **S:** MP 2742, folhelho negro, fotografia da amostra. **T-U:** MP 2763, siltito calcífero. **T.** Fotografia da amostra. **U.** Fotomicrografia com aumento de 10x com N//.

4 MÉTODOS

A caracterização das amostras foi realizada a partir da associação entre a aplicação de técnicas de microscopia ótica, relacionadas ao estudo de fácies orgânicas e da descrição litológica das amostras, a caracterização do teor de matéria orgânica por meio dos teores de carbono orgânico total, dados geoquímicos de isótopos de C e O, e análises de fluorescência de raios-X.

A realização das análises de carbono orgânico total (COT) e de isótopos necessita que todas as amostras sejam moídas em grau de porcelana e peneirados em peneira com granulometria de, no mínimo, 70 µm. Uma amostra de 5 gramas foi retirada de cada amostra e então britada. Em seguida, submetida a moagem manual, peneirada e depositada em frascos plásticos (polipropileno) devidamente etiquetados, utilizando a codificação MP. Um grama da fração moída foi separado, e armazenada em frasco do tipo eppendorf de 1 ml, e levado ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília para determinação dos isótopos estáveis (C, O). O restante da fração moída foi levado ao Laboratório de Química Inorgânica e Materiais (IQ - LIMA), para a obtenção dos dados de COT.

As análises de carbono orgânico total foram feitas em equipamento Shimadzu do tipo L-TOC, acoplado a uma unidade de combustão Shimadzu do tipo SSM-5000A (Fig. 11). A unidade de combustão de amostras sólidas utiliza um fluxo de oxigênio para a combustão que ocorre em dois fornos. O primeiro fornece o valor de carbono total (TC) operando a uma temperatura de 900 °C, enquanto o segundo opera a 200 °C e utiliza-se de ácido fosfórico para medir o teor de carbono inorgânico (CI). O CO₂ gerado pela combustão de ambos procedimentos é conduzido ao detector que se encontra no equipamento L-TOC, onde será medido por meio de infravermelho. A diferença entre esses valores é o resultado do teor de carbono orgânico total (COT) (Fig. 12).

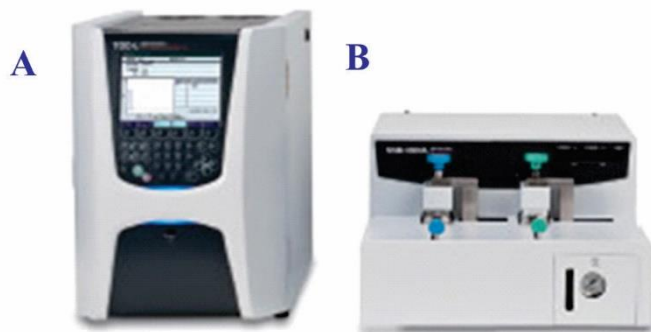


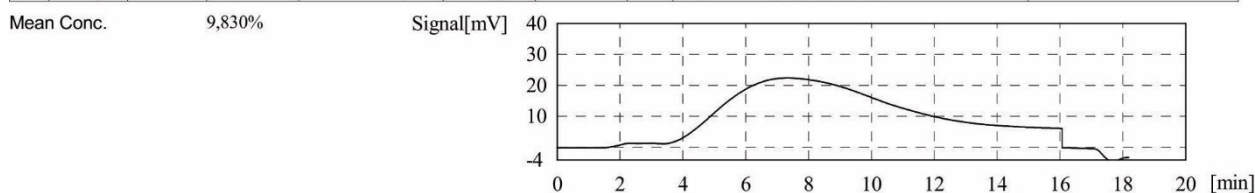
Figura 12. A: analisador de carbono orgânico total (L-TOC). **B:** unidade de combustão de amostras sólidas (SSM-5000A).

Sample ID: MP2638
 Status: Completed

Type	Anal.	Manual Dilution	Density	Result
Unknown	SSM-TOC	1,000	1,000mg/uL	SSM-TOC:8,717% SSM-TC:9,830% SSM-IC:1,113%

A Anal.: SSM-TC

No.	Area	CNV	Abs C	Conc.	Weight	Volume	Ex.	Cal. Curve	Date / Time
1	709,1	709,1	9329ug	9,830%	94,90mg	94uL		TC_SSM.2016_02_23_15_22_03.cal	24/11/2016 15:10:27



B Anal.: SSM-IC

No.	Area	CNV	Abs C	Conc.	Weight	Volume	Ex.	Cal. Curve	Date / Time
1	633,1	633,1	5158ug	1,113%	463,4mg	463uL		Cal IC CO3 20mg.2016_02_24_09_52_18.cal	24/11/2016 15:18:56

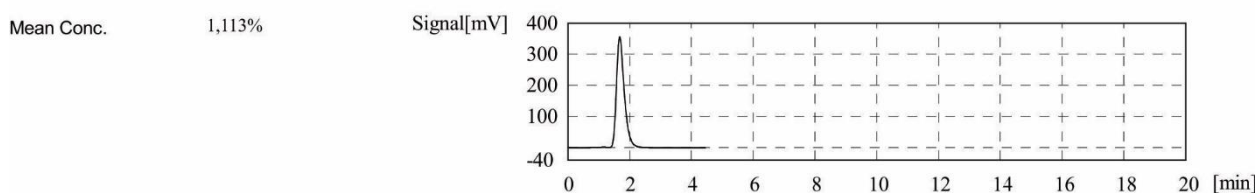


Figura 11. Resultado da combustão da amostra MP 2638 no forno SSM-5000A e obtenção do valor de COT da amostra a partir da diferença entre os valores de carbono total (TC) e carbono inorgânico (IC). **A:** curva do resultado de carbono orgânico total, e determinação de concentração média de TC. **B:** curva de resultado de carbono inorgânico, e determinação média de carbono inorgânico.

Vale ressaltar que em algumas das amostras, de maneira aleatória, foram realizadas duplicatas afim de verificar a acurácia do equipamento, contudo somente um dos valores será mostrado ao longo do perfil. Os valores que não puderam ser obtidos foram devido a limite temporal do equipamento e a detecção dos valores muito elevados de carbono total. Os altos valores de carbono total não, necessariamente, representam um alto valor de carbono orgânico total. Em todos os casos que o

resultado não foi obtido a análise foi realizada ao menos três vezes, com diferentes quantidades de amostra para que se eliminasse a possibilidade de erro experimental.

A partir dos dados de carbono orgânico total foi criado o perfil de teor de carbono orgânico total e carbono inorgânico, bem como foram base para a seleção das amostras para a preparação organofaciológicas e de isótopos estáveis.

No presente trabalho foi aplicada a metodologia para a confecção de lâminas organofaciológicas, perfazendo todo o perfil, com o total de 20 amostras, e uma distribuição destas ao longo de todo o perfil, com uma maior aglomeração de análises no Grupo Bambuí, devido ao seu maior interesse para o presente trabalho e devido aos maiores valores de COT.

A preparação para microfósseis orgânicos e a construção das lâminas organofaciológicas segue o padrão apresentado em Tyson (1995) e Spigolon (2003), com pequenas modificações (Fig. 13). Após a seleção da amostra, baseada nos valores de carbono orgânico total, fração de rocha total pesando 25 gramas foi fragmentada e peneirada em peneira de granulometria 5mm.

Os fragmentos menores que 5 mm passam por ataque ácido, 100ml de ácido clorídrico (HCl) a 37,5%, de duração 24 horas para a retirada de carbonatos. Em seguida são lavadas com água deionizada até que atinjam pH 7. O segundo ataque ácido é feito com 20 a 30 ml de ácido fluorídrico (HF a 40%, deixando a reação ocorrer por 24 horas. Novamente as amostras são lavadas com água deionizada até que se atinja o pH 7. Após a neutralização do resíduo de preparação este é peneirado em set de peneiras de abertura 106 μm e 10 μm . Esse peneiramento retira as frações que contém grande parte dos cristais de fluorita, caso tenham sido formados devido a reação com o HF.

Após o peneiramento do resíduo de preparação, este é observado em placa de Petri, com o objetivo de se avaliar a quantidade de fluorita remanescente. Nos resíduos onde há grande presença do mineral fluorita realiza-se mais um ataque ácido. O terceiro ataque ácido consiste em um novo ataque com 5 ml de HCl a 37,5%, por 12 horas. Contudo, este deve ser colocado em uma temperatura próxima de 50 °C nas amostras, devendo se utilizar chapa quente, uma vez que os vapores do HCl inviabilizam a utilização de estufa. Após o período de reação deve-se lavar a amostra com água deionizada, de preferência com 50°C, até que a amostra atinja pH 7. Ao fim dos ataques ácidos obtém-se o resíduo palinológico.

Na confecção das lâminas organofaciológicas utilizam-se lâminas de vidro (24 x 76 mm), uma chapa aquecedora, lamínulas (24 x 36 mm), resina EntellanMerck e o concentrado derivado das amostras. As lâminas são preparadas aquecendo as lamínulas em chapa a 40 °C, e pingando o resíduo palinológico embebido em água. Após a secagem do material é aplicada na lamínula a resina

EntellanMerck (3 gotas), seguido da fixação da lamínula sobre a lâmina. Após 24 horas para fixação da lamínula, as lâminas organopalínológicas estão prontas para os procedimentos analíticos. A leitura das lâminas palínológicas foi realizada em microscópio biológico, Zeiss Imager A-2, do LaBMicro-UnB, utilizando-se da lâmina England-Finder para a localização dos espécimes.

A descrição das principais propriedades óticas do material amorfo é baseada nos critérios utilizados por Tyson (1995) (Tab. 4). A partir das propriedades analisadas, é possível atribuir uma provável origem para cada tipo de partícula (Tab. 5).

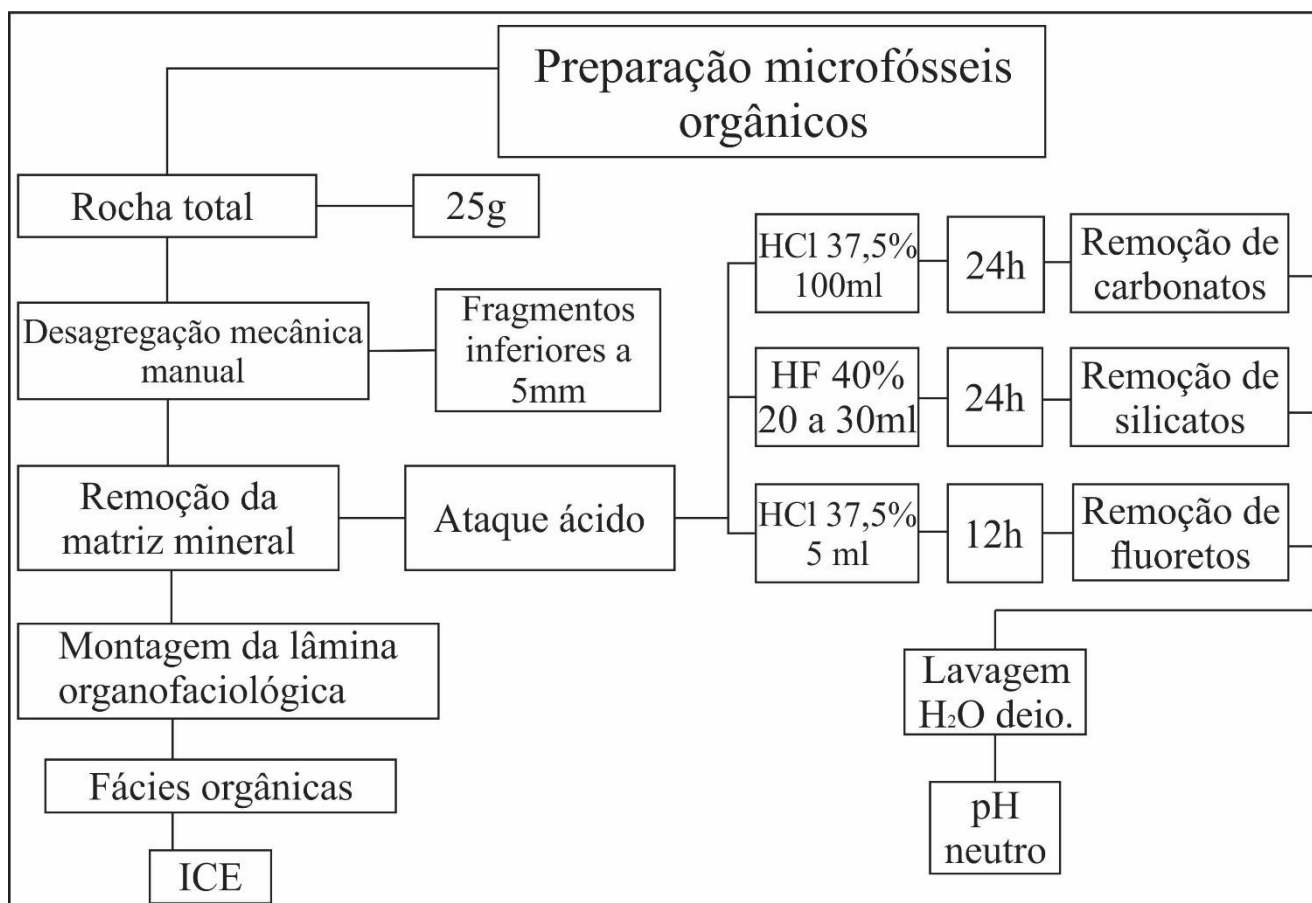


Figura 13. Organograma de preparação das amostras (baseado em Tyson, 1995 e Spigolon, 2003).

A análise das lâminas organofaciológicas, em microscopia ótica, visando as fácies orgânicas obedece ao organograma baseado em Tyson (1995) e Spigolon (2003) (Fig. 14). A contagem das partículas é realizada até que sejam contabilizadas 300 partículas, independentemente do número de grupos diferentes encontrados (Mendonça Filho, 1999; Tyson, 1995).

Tabela 4. Critérios para descrição de material amorfo em luz branca transmitida e luz azul fluorescente (baseado em Tyson 1993, 1995 e Spigolon, 2003).

Propriedades	Codificação	Descrição
Cor observada	1	Amarela-laranja
	2	Laranja-marrom-preta
Forma	3	Irregular com margem nítida ou difusa
	4	Granular
	5	Angular com margem nítida
	6	Arredondada com margens nítidas ou difusas
Heterogeneidade em luz transmitida	7	Partículas internamente homogêneas
	8	Com pequenos e numerosos pontos opacos
	9	Com inclusões orgânicas/inorgânicas ou impressões minerais
Heterogeneidade em luz fluorescente	10	Partículas relativamente homogêneas
	11	Claramente heterogêneas
Intensidade de fluorescência	12	Fluorescência ausente
	13	Fluorescência fraca
	14	Fluorescência-moderada-forte
	15	Fluorescência uniformemente alta
Conteúdo de pirita	16	Ausente
	17	Raro
	18	Comum a abundante

Tabela 5. Tipos importantes de material amorfo e suas características, quando reconhecidos em luz branca transmitida e luz azul fluorescente (modificado de Tyson, 1995 e Spigolon, 2003)

Características	Provável origem
1, 2, 5 ou 6, 9, 12, 15 a 17, 19 ou 20	Partículas de resina
1 a 4, 10 a 13, 16 e 20	Matéria orgânica bem preservada derivada de bactérias/fitoplâncton (MOA)
2 a 4, 10 a 15, 20	Matéria orgânica oxidada derivada de bactérias/fitoplâncton.

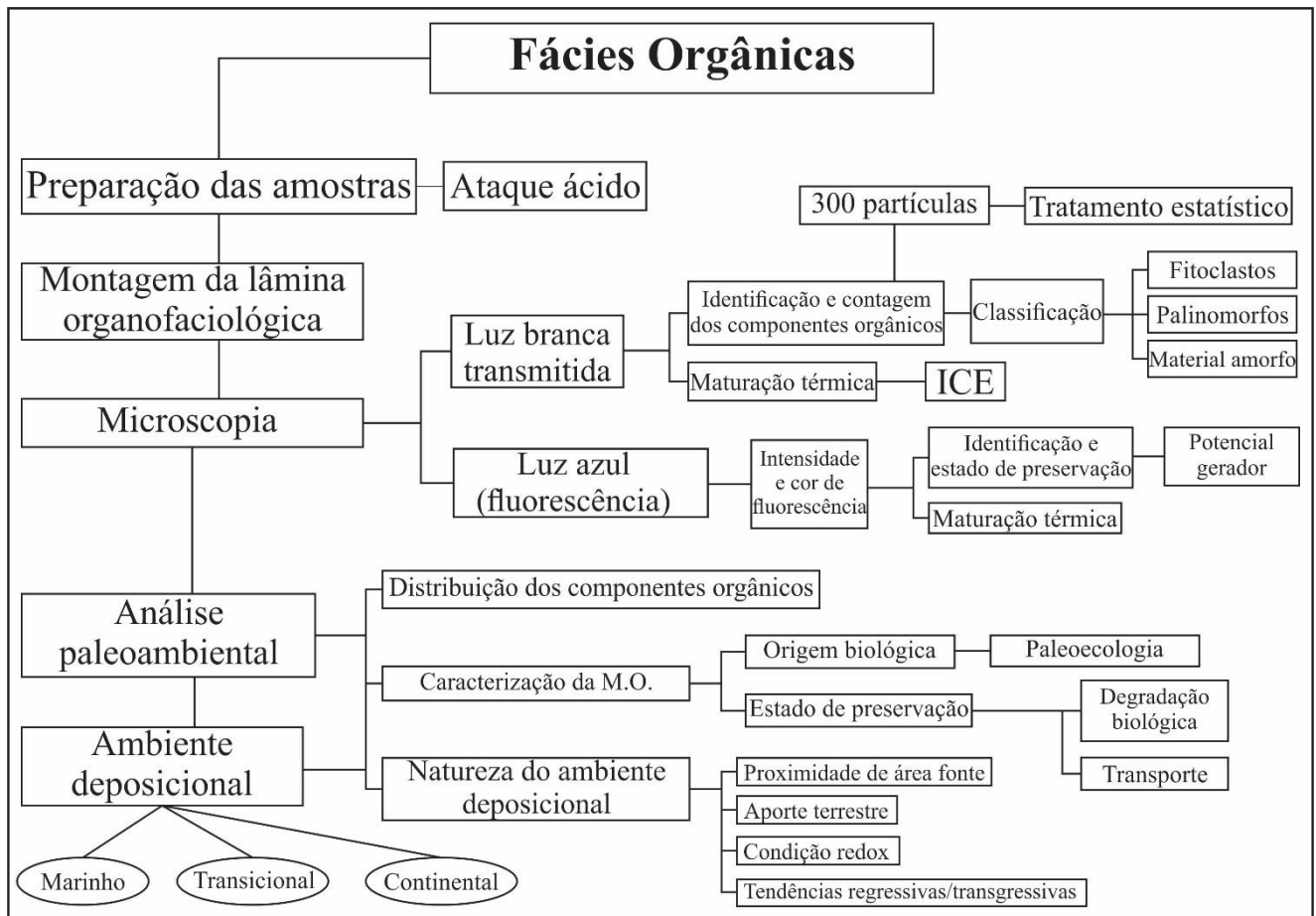


Figura 14. Organograma da análise de fácies orgânicas (baseado em Tyson, 1995 e Spigolon, 2003).

O Índice de Coloração de Esporórfos (ICE) é feito com base na medida de cor, obtida por meio da observação em luz branca transmitida, a partir de microscópio ótico, da matéria orgânica. O ICE é um parâmetro fundamental no estudo da maturação térmica, sendo este comparado com uma escala padrão numérica (Tyson, 1995). A escala padrão utilizada foi desenvolvida pela *Robertson Research International Limited*, sendo apresentada de forma linear e crescente, com divisão a cada 0,5, onde o valor máximo é atingido pela coloração preta, em um querogênio do tipo II (Barnard *et al.*, 1981) (Fig. 15).





















ESTÁGIOS DE EVOLUÇÃO TÉRMICA		VARIÇÃO DE CORES EM ESPOROS	INDICADORES DE MATURAÇÃO TÉRMICA					
	GRAU DE MATURAÇÃO		ICE	% Ro	IAT	Fluoresc. palinomorfos	T-máx °C	
D I A G Ê N E S E	IMATURO	 incolor	1	0.2				
		 amarelo pálido	1,5		1			
		 amarelo claro	2		1.5	verde amarela		
		 amarelo	2,5	0.3				
		 amarelo ouro	3		2			
		 amarelo escuro	3,5					
	TRANSIÇÃO	 amarelo escuro	4	0.4			430	
		 laranja	4,5					
	C A T A G Ê N E S E	MATURO	 laranja	5	0.5		amerela laranja	
			 laranja	5,5	0.6	2.5		440
 laranja			6			laranja		
 laranja escuro			6,5	0.7				
 laranja			7	0.8				
 laranja			7,5	0.9		laranja marrom		
 marrom escuro			8	1.0				
 marrom escuro			8,5	1.3	3		ausente	
M E T A G Ê N E S E	SUPERMATURO	 marrom escuro	9	2.0	3.5			
		 preto	9,5		4			
		 preto	10	3.0	5			
		 preto						

Figura 15. Índice de coloração de esporomorfos (ICE) e sua relação com outros parâmetros de maturação térmica (baseado em *Robertson Research International Limited* e Spigolon, 2003). Ro = reflectância da vitrinita, IAT = índice de alteração térmica.

O fenômeno da fluorescência, visto através de microscópio de luz fluorescente por meio de luz azul, é atribuído a ocorrência de duplas ligações de carbono (C=C) que estão dispersas nas cadeias alifáticas. Componentes orgânicos, com elevado potencial para hidrocarbonetos, apresentam expressiva fluorescência e forte coloração de fluorescência. Componentes orgânicos de composição química aromática apresentam fluorescência fraca ou ausente (Robert, 1988) (Tab. 6). A avaliação visual da cor e intensidade de fluorescência, contribui para a determinação do grau de alteração térmica e deve ser associada aos outros dados, como o ICE, para determinar com melhor precisão a maturação térmica (Robert, 1988; Tyson, 1995) (Tab. 7).

Tabela 6. Relação entre a composição química e a fluorescência nos diferentes componentes do querogênio imaturo (Robert, 1988)

COMPONENTES DO QUEROGÊNIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	FLUORESCÊNCIA
fitoclastos opacos e não opacos	ligno-celulósica (aromática)	ausente ou fraca
cutícula e membrana	ligno-alifática	verde-amarela
esporomorfos	alifática-aromática	verde-amarela
microplâncton	alifática-lipídica	verde

Tabela 7. Variações de cor e intensidade de fluorescência ocasionadas com o aumento da maturação térmica (Robert, 1988).

Estágios de maturação térmica	Fluorescência		Reações de aromatização
	Cor	Intensidade	
imaturo	verde-amarela	forte	↓
maturação inicial	amarela-laranja	moderada-forte	
maturo	laranja-marrom	fraca	
supermaturo	preta (opaca)	ausente	

Os dados de isótopos estáveis, obtidos no Laboratório de Geocronologia da UnB, seguem a metodologia de Espectrometria de Massa de Razão Isotópica (cuja sigla do inglês, IRMS), onde é utilizado um espectrômetro de massa de fluxo contínuo e fonte gasosa com setor magnético, do tipo IRMS Thermo® Delta V Plus.

O IRMS Thermo® Delta V Plus é um espectrômetro de massa de fluxo contínuo e fonte gasosa com setor magnético. A ionização ocorre por impacto eletrônico, ou seja, passa-se um feixe de elétrons por uma determinada quantidade de gás (amostra), onde este em seguida é acelerado por placas de alta voltagem. Após a ionização e aceleração das moléculas do gás, estas então são defletidas em uma trajetória circular devido a um campo magnético e em seguida se chocam com coletores do tipo

faraday gerando pulsos elétricos que são medidos e interpretados pelo software do computador (Fig. 16).

Utilizando-se o acessório Thermo® GasBench II insere-se 300µg de amostra em *vials* de vidro limpos com tampas de septo de borracha acondicionados em um bloco com temperatura controlada de 72°C. Em seguida, utiliza-se uma agulha de cromatografia gasosa para realizar o processo chamado de *flushfill*, que consiste na troca do ar atmosférico do vial por meio de uma injeção de um fluxo contínuo de hélio por 5 min para tornar o meio reacional livre de interferentes. Utilizando-se uma bomba dosadora, insere-se 5 gotas de H₃PO₄ 100% dentro dos vials para que ocorra a reação de extração do CO₂ que dura 1 hora (Eq. 3).

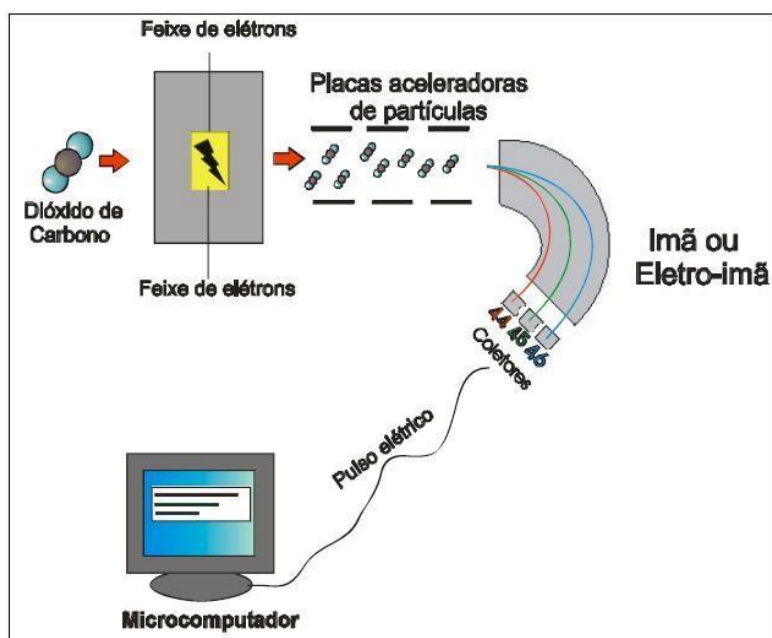
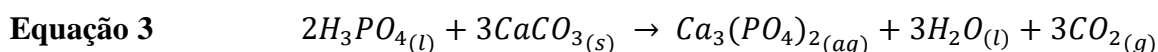


Figura 16. Desenho esquemático do funcionamento do IRMS Thermo Delta V Plus (Mancini & Miranda, 2012).

Após a extração do CO₂, uma segunda agulha cromatográfica faz a coleta do gás nos *vials* e o envia para uma coluna cromatográfica por meio de um fluxo contínuo de hélio. Após a separação da coluna, o gás é injetado na fonte de íons para que seja realizada a leitura. Os valores de δ¹³C e δ¹⁸O são apresentados em per mil (‰) com base nos padrões *Vienna Pee Dee Belemnite*.

A preparação para a determinação da composição química a partir de fluorescência de raios-x necessita de moagem da amostra em granulometria 70 µm em cadinho de ágata, para evitar contaminação. Posteriormente a moagem são realizados dois procedimentos: a perda ao fogo e preparação e análise de discos de vidro.

O procedimento de perda ao fogo inicia-se com a pesagem de 2,00 g da amostra e são colocados na estufa à temperatura de 70 °C onde permanecerá por 8 horas. Ao término do período de estufa, a amostra deve ser deixada em dessecador para esfriar por cerca de 30 minutos, e colocada em cadinho de porcelana calcinado, para ser levado a mufla por 1½ hora à 1000,00 °C. Neste momento, é realizado a perda ao fogo, que fornece informações sobre a presença de matéria orgânica e substâncias voláteis presentes na amostra. Em seguida, pesa-se o cadinho e a amostra é levada para a produção do disco de vidro.

Na produção do disco de vidro proporção entre amostra e fundente deve ser de 1:10. Aproximadamente 0,90 g de amostra que já tenha passado pela perda ao fogo deve ser pesada e depositada em um cadinho de platina e 5% de ouro, onde é adicionado tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). Posteriormente, é necessário adicionar brometo de lítio (LiBr) 50% m/v. A amostra passa por processo de fusão e pode então ser analisado em aparelho de raios-X Rigaku, pertencente ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O resultado obtido é dado em % de óxidos.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados serão apresentados conforme a obtenção dos dados durante a realização do trabalho, bem como terão suas interpretações citadas em cada subcapítulo. Dessa forma, será possível uma melhor discussão acerca dos dados do presente trabalho.

5.1 Análise litoestratigráfica e maturidade térmica

Os dados obtidos a partir das análises de microscopia, COT e análise palinológica das amostras permitiu a obtenção de diversos resultados que são de fundamental importância na caracterização e construção das fácies orgânicas. Os dados das variações litológicas, as estruturas sedimentares e a comparação com a bibliografia vigente permitiram a obtenção de duas sequências para o intervalo estudado.

Os dados de COT, além de revelarem valores elevados para o intervalo, permitiram a divisão em 5 intervalos distintos, baseados na média dos valores. A análise dos componentes orgânicos das amostras permitiu a divisão de cinco intervalos, utilizando como parâmetro a porcentagem de matéria orgânica amorfa (MOA) e particulado. Essas porcentagens levam a interpretações acerca do ambiente deposicional da Formação Sete Lagoas. Por fim, a escala ICE mostra o índice de maturação térmica dos componentes orgânicos encontrados.

5.1.1 Litoestratigrafia

A partir das amostras estudadas e dos dados fornecidos pela empresa PETRA Energia, foi possível reconhecer o topo do Grupo Paranoá, Formação Jequitaí e a base do Grupo Bambuí. Dentro do Grupo Paranoá as unidades Q3, R4 e PC foram reconhecidas. Já, no Grupo Macaúbas foi possível reconhecer a Formação Jequitaí. Por fim, no Grupo Bambuí as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena foram encontradas.

5.1.1.1 Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá é caracterizado por onze formações (Tab. 1). No presente trabalho, a seção abrange as unidades: unidade Q3, unidade R4, unidade PC (Fig. 17). Este intervalo que abrange as três unidades tem aproximadamente de 67 metros de espessura.

A unidade Q3, que dispõe de aproximadamente 14 metros de espessura, foi reconhecida devido a presença de quartzito, de coloração cinza clara, onde as amostras apresentavam-se bastante resistentes, possivelmente devido a diagênese posterior (Fig. 17). A suturação dos grãos e a presença de mais de 75% de grãos de quartzo pode ser verificado em lupa estereoscópica, bem como em seção delgada (Fig. 10 A e B).

A unidade R4, com aproximadamente 22 metros de espessura, foi reconhecida devido à sucessão de siltitos e ritmitos entre silte e areia fina a muito fina (Fig. 17). Os arenitos presentes nos ritmitos se diferem dos quartzitos encontrados na unidade Q3 pela ausência de suturação de grãos e pela própria resistência das amostras. Uma maior presença de micas e feldspatos na composição desses arenitos também auxilia na diferenciação entre arenitos, pertencentes a unidade R4, e os quartzitos, pertencentes a unidade Q3. A presença de ritmitos é um dos litotipos descritos na formação fazendo com que a caracterização litológica, associado a posição nos testemunhos e sua consequente posição estratigráfica, fosse suficiente para atribuir os litotipos recuperados a unidade em questão (Fig. 10 C e D).

A unidade PC, com aproximadamente 31 metros de espessura, foi reconhecida pela sucessão de pelitos, muitas das vezes negros, ora calcíferos e pela presença de carbonatos (Fig. 17). Em muitas das amostras de folhelhos é observada grande quantidade de sulfetos, com maioria absoluta de pirita tardi-diagenética, ocorrendo subordinadamente calcopirita e galena (Fig. 10 E e F).

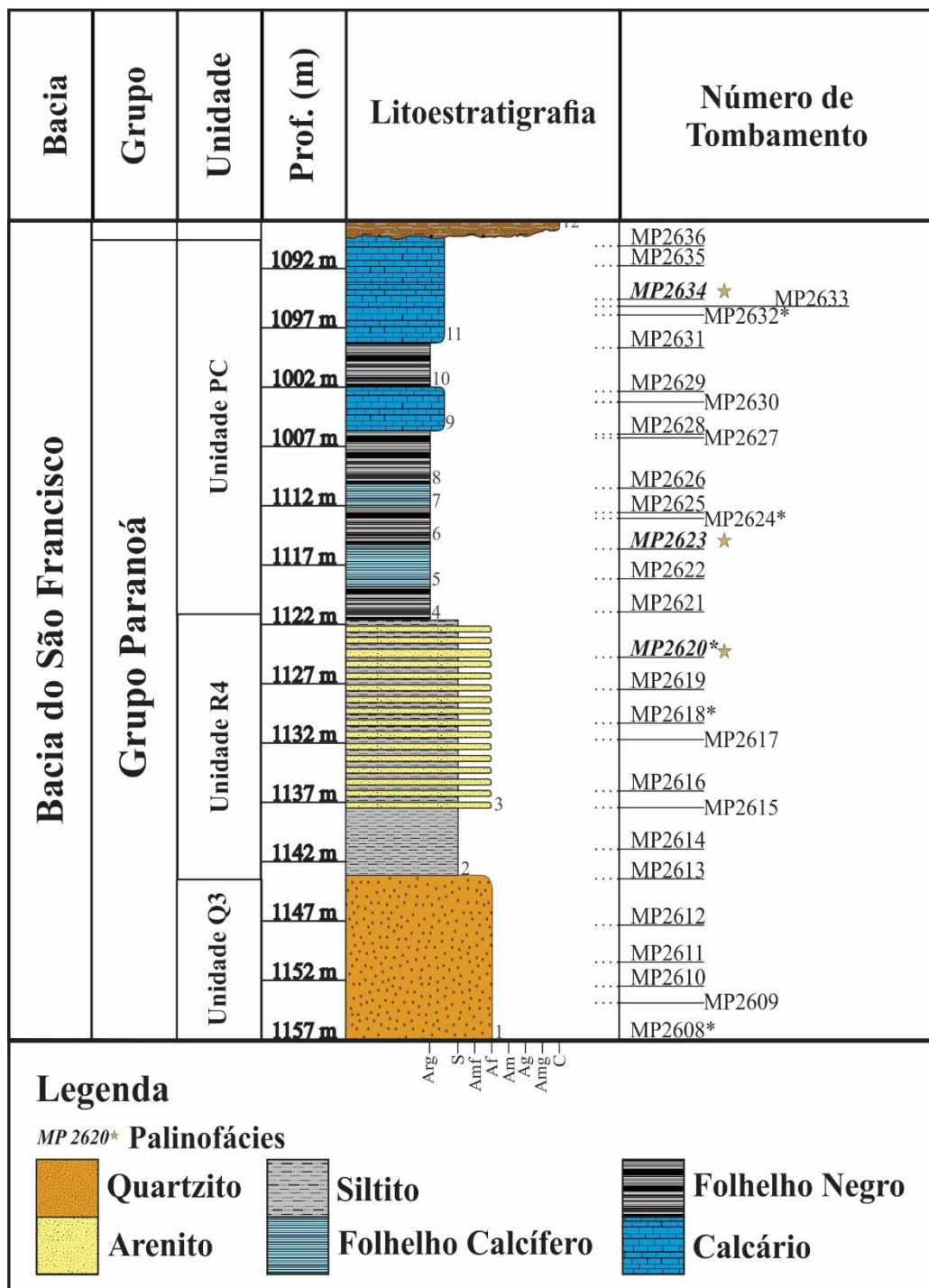


Figura 17. Grupo Paranoá nas amostras do presente trabalho, com as unidades: Unidade Q3, Unidade R4 e Unidade PC.

O Grupo Paranoá apresenta uma deposição em regime de uma bacia de margem passiva com mar epicontinental e subsidência flexural predominante (Campos *et al.*, 2013). Segundo Reis & Alkmim (2015) o Grupo Paranoá é depositado em um ambiente transicional a marinho, derivado de

uma bacia do tipo rifte-sag a margem passiva apresentando predominância na deposição de rochas siliciclásticas.

5.1.1.2 Formação Jequitaí

A amostra recuperada apresenta-se como um conglomerado polimitico de matriz argilosa, sendo caracterizado com um diamictito. Contudo, não foi possível encontrar clastos carbonáticos. Esta ausência de clastos carbonáticos em sua composição pode indicar uma fonte de sedimentos distante ou mais velha do que as formações de topo do Grupo Paranoá.

A Formação Jequitaí que é um marco de um registro de um evento glacial mundial, é observada na litoestratigrafia pela presença de diamictitos polimíticos, muitas das vezes com clastos facetados. Essa formação, além de ser um importante marco como evento glaciogênico, e apresenta discordância de grande importância no registro geológico uma vez que separa os grupos Paranoá e Bambuí, quando sobrepostos (Cuckrov *et al.*, 2005; Martins-Ferreira *et al.*, 2013).

5.1.1.3 Grupo Bambuí

Neste trabalho foi recuperada as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí, contando com aproximadamente 318 metros de espessura (Fig. 10). A Formação Sete Lagoas é composta por calcilitos muitas das vezes com vênulas calcíferas e com elevado teor de matéria orgânica, obtida a partir das análises de carbono orgânico total (COT). A Formação Serra de Santa Helena é composta por predominância de rochas siliciclásticas, com predomínio de rochas de granulometria silte e argila e pequena concentração de carbono em sua composição como um todo. Ainda é possível observar mais ao topo a presença de folhelhos negros. Em direção ao topo do perfil, é possível notar o aumento da entrada de material siliciclástico, onde em algumas porções há pacotes de areia fina a muito fina.

A partir da descrição das amostras foi possível caracterizar, na Formação Serra de Santa Helena, quatro seções, baseadas na litoestratigrafia, denominados sequencialmente com algarismos romanos: I, II, III, IV. Essas seções foram separadas pela variação litológica encontrada nos testemunhos, principalmente pelos arenitos e pela presença de folhelho negro.

A Formação Sete Lagoas é composta pela porção carbonática, 40 metros de espessura, recuperada, acima da Formação Jequitaí, nos testemunhos de sondagem (Fig. 18A e Fig. 10). A sequência apresenta calcilitos, com elevado teor de matéria orgânica, maciços e bem conservados. Em alguns poucos casos apresentam, pequenas vênulas com cristalização de calcita posterior de coloração branca.

A Formação Sete Lagoas é encerrada com o fim da deposição calcária e o início da deposição de sedimentação mais clástica, como siltitos, siltitos calcíferos e arenitos muito finos.

A Formação Serra de Santa Helena é caracterizada por ampla deposição de rochas de granulometria fina, siltitos, muitas das vezes calcíferos e com a presença de camadas intercaladas de arenitos muito finos a finos (Fig. 18 B).

As variações litológicas, destacadas pelos arenitos e folhelhos, foram agrupados em quatro seções. Essas seções foram divididas usando as principais mudanças entre os litotipos, principalmente os contatos entre as rochas mais finas, como os siltitos e siltitos calcíferos, e os litotipos de arenito e folhelho negro que aparecem ao longo do perfil.

A primeira seção se inicia com a deposição de siltitos e siltitos calcíferos intercalados, gradando para siltitos com pequenas lentes de areia e estruturas do tipo *hummocky*, indo até uma camada de arenito de espessura de cerca de 10 metros (Fig. 18 C). O arenito é composto de areia muito fina a fina, com elevada presença de quartzo (>90%), maciço e moderadamente selecionado a arredondado.

A segunda seção se inicia com a deposição de siltitos intercalados com siltitos calcíferos até a entrada de um pacote de arenito de espessura aproximada de 5 metros (Fig. 18 D). Logo acima, ocorre deposição de silte calcífero e novamente deposição de arenito.

A terceira seção inicia-se com a deposição de siltito calcífero, e intercalação de siltitos, sendo encerrada rapidamente com deposição de folhelhos negros (Fig. 18 E). Dentre todos as seções, esta é a de menor espessura, contendo ao todo cerca de 15 metros de espessura. A quarta e última seção é iniciada pela deposição de folhelhos negros que gradam para siltitos e siltitos calcíferos ao longo de toda a extensão do conjunto (Fig. 18 F).

A Formação Sete Lagoas foi descrita sendo caracterizadas pela elevada presença de rochas carbonáticas, tendo em sua base, em algumas regiões, a presença de estruturas como pseudomorfos de aragonita (Fig. 4) (Vieira *et al.*, 2007a). Ainda é registrado que a base da Formação Sete Lagoas apresenta elevado teor de matéria orgânica, trazendo assim um interesse para o estudo da geologia dos hidrocarbonetos. A Formação apresenta ainda uma deposição marinha (Dardenne, 2000; Vieira, *et al.*, 2007a).

A Formação Serra de Santa Helena é caracterizada pela ampla deposição de rochas siliciclásticas de granulometria fina, com entradas menores de carbonatos, principalmente em direção ao topo desta (Dardenne, 1981; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004; Vieira, *et al.*, 2007a; Alvarenga *et al.*, 2012).

Segundo Reis & Alkmim (2015), a Formação Sete Lagoas é depositada em ambiente relacionado a eventos de pós-glaciação associados as glaciações finais do Neoproterozoico. Já a Formação Serra de Santa Helena é depositada em ambiente marinho plataformal ou ainda em ambiente de fan-delta. A deposição, das formações, ocorre em uma bacia do tipo antepaís (Martins & Lemos, 2007; Fragoso *et al.*, 2011; Alkmim & Martins-Neto, 2012; Reis & Alkmim, 2015).

A variação litológica sugere uma deposição marinha, com grande parte ocorrendo em ambiente nerítico. A geometria da bacia não permite o estabelecimento de um ambiente de mar profundo (Ingersoll, 2012; Kingston *et al.*, 1983). A maior contribuição de siliclástico na deposição é uma das responsáveis pela baixa taxa de deposição calcária ao longo da Formação Serra de Santa Helena, (Dardenne, 2000; Vieira *et al.*, 2007; Alvarenga *et al.*, 2012).

A reconstrução paleoambiental apresentada por Martins & Lemos (2007) revela uma área de golfo a nordeste da bacia o que poderia explicar uma maior ocorrência de determinados tipos litológicos (Fig. 19). A descrição de perfurações realizadas pela PETROBRAS nas décadas de 80 e 90 mostram uma grande variedade litológica para a Formação Sete Lagoas (Fugita & Clark Filho, 2001).

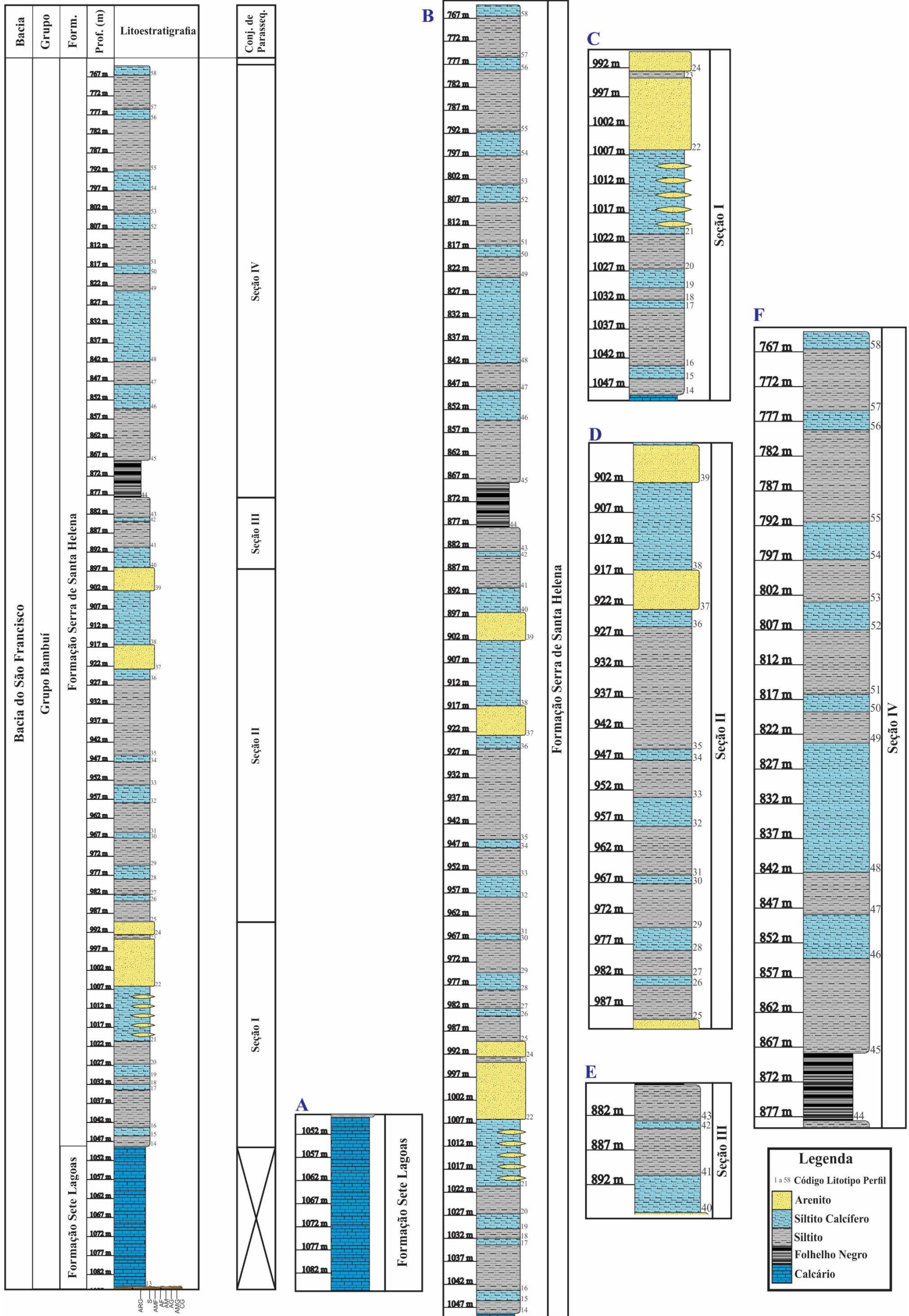


Figura 18. Base do Grupo Bambuí, com as formações e seções descritas no presente trabalho. A: Formação Sete Lagoas. B: Formação Serra de Santa Helena. C-F: seções litoestratigráficas definidas para a Formação Serra de Santa Helena.

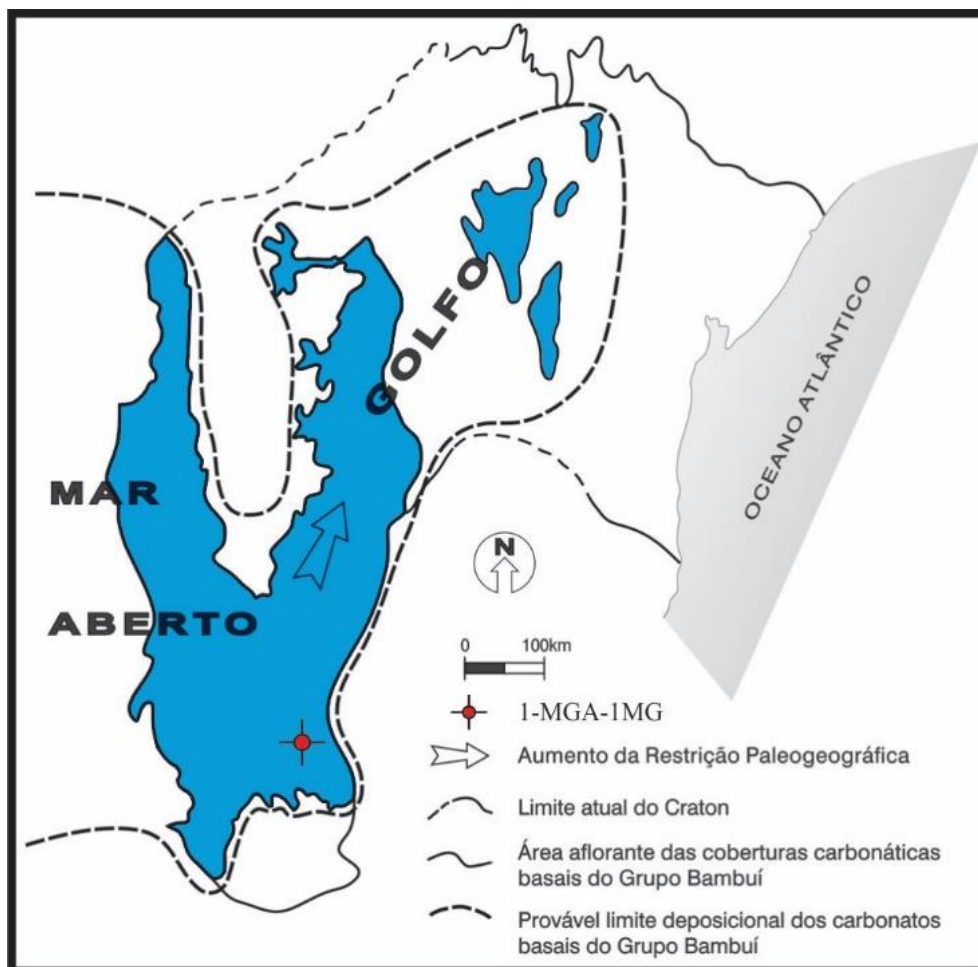


Figura 19. Reconstrução paleoambiental a partir dos dados de descrição litoestratigráfica de perfurações e afloramento. Localização da perfuração Poço 1, alvo de estudo do presente trabalho. Adaptada de Martins & Lemos (2007).

5.1.2 Carbono orgânico total

Os resultados das análises de carbono orgânico total (COT) são apresentados em porcentagem, e foi construído perfil com os valores, observando correlação entre a litoestratigrafia definidos para os testemunhos do presente trabalho (Fig. 20). Os valores de carbono inorgânico (IC) foram plotados na mesma coluna de COT com intuito de se obter um controle dos valores de carbonato presentes nas amostras.

A partir dos resultados foi possível delimitar cinco intervalos quanto aos valores de COT. Foram delimitados dois intervalos no Grupo Paranoá, um na Formação Jequitaí um na Formação Sete Lagoas e um na Formação Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí.

O primeiro dos intervalos de COT, aproximadamente 47 metros de espessura, corresponde as Unidade Q3, Unidade R4 e parte da Unidade PC apresentando baixos valores de COT (Fig. 20 A).

Essas formações apresentam alta quantidade de material siliciclástico e de granulometria mais grossa, o que dificulta a preservação da matéria orgânica. Por se tratar de formações do Mesoproterozóico, a quantidade de matéria orgânica disponível tende a ser menor, o que pode ser uma explicação para os baixos teores de COT encontrados. Por fim, o processo diagenético mais intenso a que as rochas das formações foram submetidas, onde em alguns casos há até ocorrência de quartzitos pode ser mais um fator que reduz a preservação da matéria orgânica, mas que pode levar a geração de petróleo e gás.

O segundo intervalo de COT corresponde ao intervalo superior da Unidade PC, de espessura aproximada de 18 metros, e é composta de sucessão carbonática com presença de folhelhos negros intercalados (Fig. 20 B). Esse segundo intervalo apresenta valores mais altos de COT e devido, a presença de carbonatos, também maiores valores de IC. Conforme se sobe ao longo do perfil, nota-se um aumento significativo nos valores de COT, chegando ao máximo na amostra MP 2634, próximo a Formação Jequitaí, de valor 6,86%. Os maiores valores são obtidos nos carbonatos pertencente a formação, com valores mais altos para o carbonato de topo desta.

O terceiro intervalo de COT, de espessura aproximada cinco metros, é composto pela Formação Jequitaí e apresenta valores de COT muito próximos de zero, bem como valores muito baixos de IC (Fig. 20 C). Devido à deposição da Formação Jequitaí estar associada a um ambiente de geleira, os baixos valores podem ser explicados pela baixa atividade biológica e pela deposição em regime de alta energia. A formação é classicamente descrita como um diamictito, e também é encontrada dessa forma no presente trabalho, o que faz com que a preservação da matéria orgânica seja muito dificultada.

O quarto intervalo de COT, de aproximadamente 35 metros, é composto pela Formação Sete Lagoas (Fig. 20 D). A seção é composta de carbonatos e apresenta altos valores de COT, atingindo até o máximo de 8,7%, e apresentando como um todo altos valores de IC. A seção como um todo apresenta valores maiores de 2% com exceção de alguns poucos pontos e boa preservação da rocha, o que leva a atribuir um potencial de geração para o intervalo.

O quinto, e último intervalo de COT, com espessura aproximada de 280 metros, é correlacionável a Formação Serra de Santa Helena, também descrita no presente trabalho (Fig. 20 E). É composto por diversos litotipos siliciclásticos e apresenta como um todo baixos valores de COT, especialmente baixos quando associados a litotipos que apresentam granulometria mais grossa como os arenitos.

Em alguns pontos, os valores ultrapassam a marca de 0,5%, mas devido a baixíssima espessura, não apresentam potencial para geração mesmo que com ampla distribuição areal. O máximo valor de COT é obtido na amostra MP 2682 sendo de 1,07 %, mas que destoa do restante do intervalo que

apresenta média de valores ao redor de 0,2%. A região caracterizada por folhelho negro mais próximo ao topo do intervalo apresenta valores próximos de 0,5%. Neste intervalo, não é possível obter relação entre a quantidade de matéria orgânica e o tipo de litotipo, com exceção dos arenitos que apresentam valores muito baixos.

Além da caracterização de intervalos de enriquecimento em matéria orgânica, os valores de COT tiveram fundamental importância na obtenção dos resultados de isótopos estáveis e na seleção das amostras utilizadas para a produção das fácies orgânicas. Os valores de IC revelaram quais das amostras, além da porção carbonática, deveriam ser selecionadas para a obtenção dos resultados de isótopos estáveis e a quantidade de material que deveria ser inserida no equipamento para que o resultado fosse obtido.

Segundo Tyson (1993, 1995), valores de COT maiores que 0,5 % podem ser considerados geradores caso as condições sejam favoráveis para o processo de geração de hidrocarbonetos. Uma sucessão de rocha de mais de 30 metros de espessura, elevado valor de COT e boa conservação da rocha podem então ser um potencial gerador desde que tenham passado pelo processo de catagênese ou ainda metagênese. Os eventos tectônicos ocorridos na bacia do São Francisco poderiam, por sua vez, ter submetido as rochas aos processos em questão.

As formações carbonáticas e ricas em folhelho negro presentes do Grupo Paranoá, e suas correlatas no Grupo Vazante, por sua vez, são citadas como potenciais geradores de hidrocarbonetos em especial gás (Bruno *et al.*, 2009; Romeiro Silva *et al.*, 2009; Toledo *et al.*, 2009; Bertoni *et al.*, 2012). As formações ricas em folhelho negro do Grupo Vazante apresentam valores de COT atingindo até 15,6%, em intervalos estratigráficos correlacionáveis aos grupos Paranoá/Canastra/Macaúbas o que pode levar a se creditar um potencial de geração a essas formações/unidades. Os valores encontrados de até 6% nas amostras presentes neste trabalho, apesar de não atingirem um pico tão elevado quanto as reportadas na literatura são suficientemente altas para se creditar um potencial de geração a estas formações. A espessura relativamente pequena é um dos limitantes, contudo, uma ampla distribuição areal poderia amenizar tal limitante.

Os elevados valores de COT encontrados nas amostras da Formação Sete Lagoas associados a espessura razoável, maior do que 30 metros, do intervalo analisado levantam um importante potencial de geração de hidrocarbonetos na região estudada. A baixa deformação, em geral, que a Formação Sete Lagoas se encontra ao longo da bacia do São Francisco é um fator positivo para a conservação e preservação desse material orgânico. A ampla distribuição areal da Formação Sete Lagoas, abrangendo

quase que 100% da bacia do São Francisco é outro fator que pode elevar o interesse nesta (Lima, 1997; Martins & Lemos, 2007; Vieira et al., 2007a; Reis and Alkmim, 2015).

Os baixos valores encontrados na Formação Serra de Santa Helena afastam a possibilidade de um gerador nesta, ao menos quando se analisam os testemunhos do presente trabalho. A maior contribuição de material siliciclástico nesta formação pode ter levado a uma maior oxidação da matéria orgânica e dessa forma uma menor concentração desta. Uma menor contribuição biológica pode, também, ser um dos motivos para essa menor concentração. Dados em outras regiões poderiam ratificar os dados encontrados para a Formação Serra de Santa Helena.

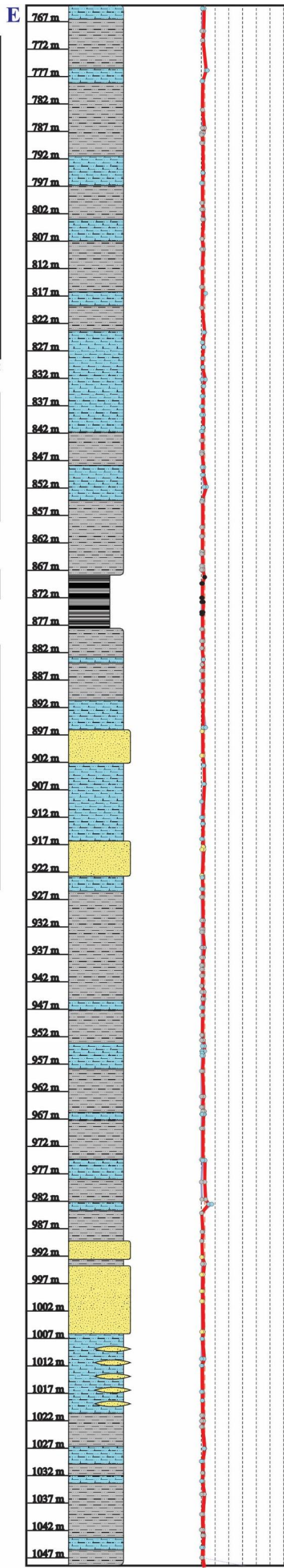
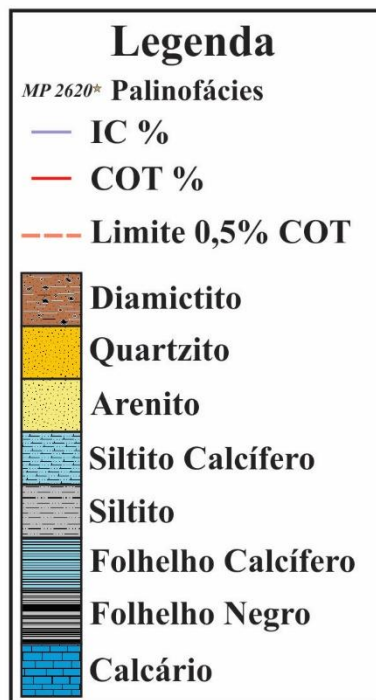
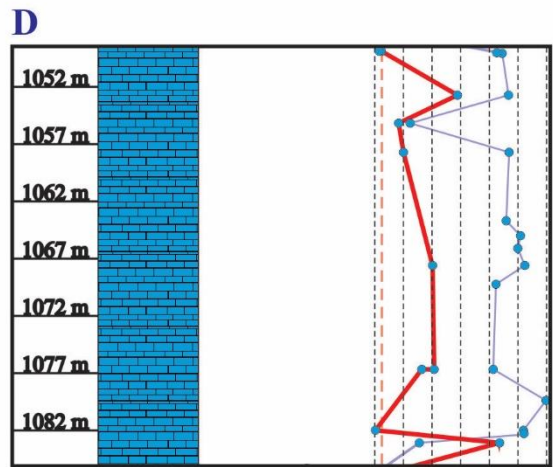
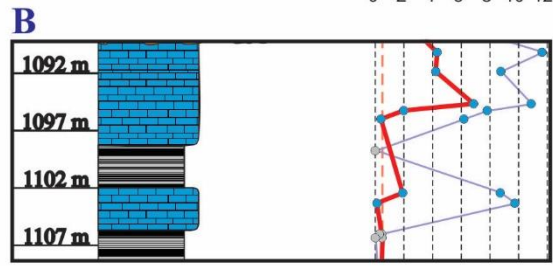
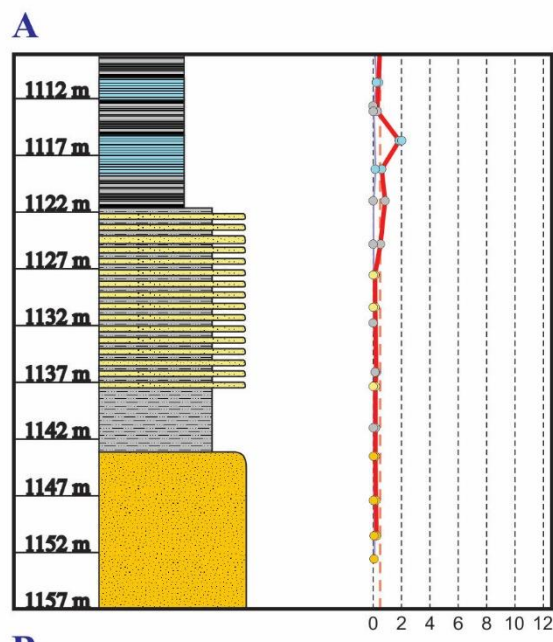
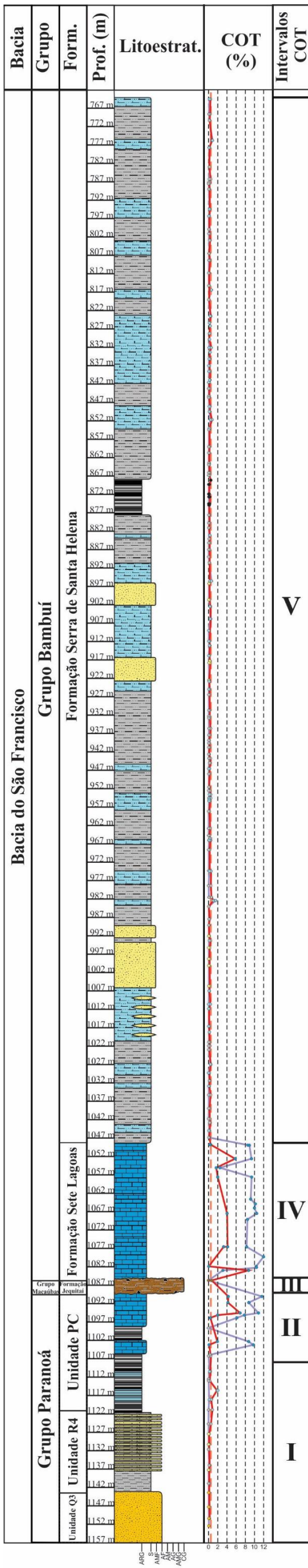


Figura 20. Perfil dos valores de COT e IC associado ao perfil litoestratigráfico e os intervalos de COT definidos no projeto.

5.1.3 Análise das lâminas organofaciológicas

As amostras estudadas apresentam apenas um dos tipos de querogênio, o querogênio do tipo II derivado de matéria orgânica amorfa (MOA) e matéria orgânica particulada (possíveis acritarcas), com variação apenas nas proporções entre os valores de MOA e de palinomorfos não identificados, o que permite a caracterização de quatro tipos de distribuição (Tab. 8). Os componentes orgânicos como um todo apresentam cor cinza, ora transparentes, ora translúcidas, podendo chegar até a serem opacos, forma irregular com margens, na maioria das ocorrências, difusas, e em alguns casos apresentam formato granular. Apresentam ainda certa homogeneidade interna, mas em muitos dos casos apresentam inclusões de minerais opacos e impressões minerais, e são homogêneos em luz fluorescente, já que a fluorescência se encontra ausente. Nota-se tanto nas amostras de mão, quanto nas lâminas palinológicas a presença de sulfetos, que em sua grande maioria são piritas, geralmente frambóides.

Tabela 8. Relação das amostras selecionadas para a preparação palinológica, com as profundidades, formações litoestratigráficas e os valores de COT para cada amostra.

Amostra	Profundidade (m)	Formação	Litotipo	COT (%)
MP 2620	1124,21	Unidade R4	Siltito	0,5213
MP 2623	1115,09	Unidade PC	Folhelho calcífero	1,8470
MP 2629	1101,81	Unidade PC	Calcário	1,9120
MP 2634	1094,04	Unidade PC	Calcário	6,8600
MP 2636	1089,55	Unidade PC	Calcário	4,3150
MP 2638	1082,47	Sete Lagoas	Calcário	8,7170
MP 2643	1076,05	Sete Lagoas	Calcário	4,4190
MP 2646	1065,49	Sete Lagoas	Calcário	4,0350
MP 2652	1052,11	Sete Lagoas	Calcário	5,7730
MP 2664	1026,45	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	0,4883
MP 2682	981,91	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	1,0750
MP 2696	954,02	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	0,4827
MP 2709	935,14	Serra de Santa Helena	Siltito	0,4513
MP 2724	905,33	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	0,5517
MP 2742	867,62	Serra de Santa Helena	Folhelho negro	0,4579
MP 2751	851,18	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	0,7618
MP 2763	831,60	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	0,5954
MP 2768	823,01	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	0,4861
MP 2786	785,76	Serra de Santa Helena	Siltito	0,4684
MP 2790	775,25	Serra de Santa Helena	Siltito calcífero	0,7152

5.1.3.1 Descrição e identificação da matéria orgânicas

A matéria orgânica amorfa observada em luz transmitida é representada por grumos moderadamente preservados, com formatos irregulares a arredondados, mas bastante fragmentados (Fig. 21). A coloração varia de marrom escuro a cinza escuro, onde a maioria dos espécimes encontram-se transparentes a translúcidos e em alguns casos aparecem opacos. É comum a matéria orgânica amorfa apresentar os minerais fluorita e pirita associados, o primeiro derivado da preparação palinológica e o segundo devido a presença na rocha. Os espécimes apresentam, em poucos casos, pequenas inclusões de pirita em formatos arredondados ou em formato frombóide.

Quando analisadas em luz fluorescente, os grumos de matéria orgânica amorfa apresentam ausência de fluorescência, e em alguns casos muito raros apresentam fluorescência muito fraca, quase imperceptível, mesmo nos maiores aumentos. A pequena presença de contaminação por material mais recente achado em luz transmitida, observado pelo contraste de cor entre os espécimes, é facilmente ratificada na luz fluorescente devido ao brilho intenso dessas partículas. A contaminação pode ter ocorrido durante a armazenagem das amostras em caixas de madeira, sem tampa, em galpão pela empresa PETRA Energia.

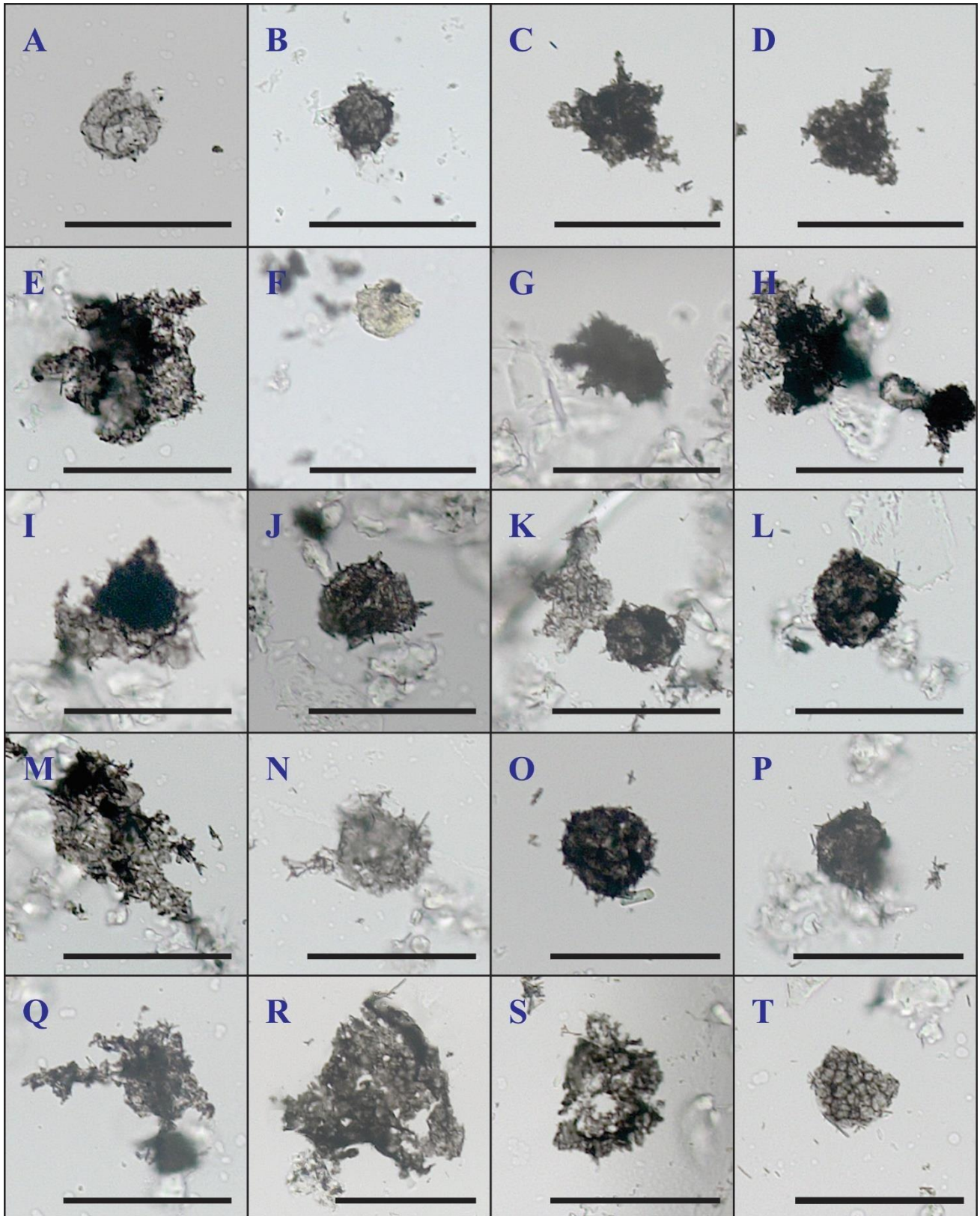


Figura 21. Matéria orgânica amorfa e acritarcas não identificados recuperados ao longo do cilindro de sondagem Poço 1. **A:** Acritarca não identificado - MP 2620 - Unidade R4. **B:** MOA - MP 2623 - Unidade PC. **C-D:** MOA - MP 2634 - Unidade PC. **E:** MOA - MP 2638 - Formação Sete Lagoas. **F:** Acritarca não identificado - MP 2652 - Formação Sete Lagoas. **G:** MOA - MP 2664 - Formação Serra de Santa Helena. **H-J:** MOA - MP 2696 - Formação Serra de Santa Helena s. **K:** MOA - MP 2709 - Formação Serra de Santa Helena. **L:** Acritarca não identificado - MP 2709 - Formação Serra de Santa Helena. **M:** MOA - MP 2709 - Formação Serra de Santa Helena. **N:** MOA - MP 2742 - Formação Serra de Santa Helena. **O:** MOA - MP 2751 - Formação Serra de Santa Helena. **P:** MOA - MP 2751 - Formação Serra de Santa Helena. **Q:** MOA - MP 2763 - Formação Serra de Santa Helena. **R-S:** MOA - MP 2768 - Formação Serra de Santa Helena. **T:** Acritarca não identificado - MP 2786 - Formação Serra de Santa Helena. Todas as escalas equivalem à 50µm.

Os resultados da contagem dos componentes orgânicos resultaram em uma recuperação baixa, uma vez que em nenhuma amostra foi atingida o valor de 300 componentes necessários para a caracterização. Esse valor refere-se a método estatístico aplicado ao estudo de fácies orgânicas (Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho *et al.*, 2012). Devido a baixa recuperação como um todo, no presente trabalho a contagem será realizada com 100 partículas e as porcentagens obtidas a partir desta serão usadas para a construção da distribuição de componentes orgânicos e conseqüentemente das fácies orgânicas. As amostras onde a contagem não atingiu 75 partículas terão a atribuição de “-”, não sendo plotadas na tabela de contagem nem nos gráficos posteriores (Tab. 18).

Tabela 9. Relação da contagem de MOA nas amostras e sua razão percentual.

Amostra	Prof.	Formação	Palino.	MOA	%Palinomorfos	% MOA
MP 2620	1124,21	Unidade R4	-	-	-	-
MP 2623	1115,09	Unidade PC	5	70	6,5%	93,5%
MP 2629	1101,81	Unidade PC	6	69	4%	96%
MP 2634	1094,04	Unidade PC	10	65	13%	87%
MP 2636	1089,55	Unidade PC	8	67	10,5%	89,5%
MP 2638	1082,47	Sete Lagoas	16	59	21,3%	79,7%
MP 2643	1076,05	Sete Lagoas	14	61	20%	80%
MP 2646	1065,49	Sete Lagoas	17	58	22,6%	77,4%
MP 2652	1052,11	Sete Lagoas	22	53	29,3%	71,7%
MP 2664	1026,45	Serra de Santa Helena	-	-	-	-
MP 2682	981,91	Serra de Santa Helena	3	72	4%	96%
MP 2696	954,02	Serra de Santa Helena	-	-	-	-
MP 2709	935,14	Serra de Santa Helena	-	-	-	-
MP 2724	905,33	Serra de Santa Helena	-	-	-	-
MP 2742	867,62	Serra de Santa Helena			-	-
MP 2751	851,18	Serra de Santa Helena	29	46	38,6%	61,4%
MP 2763	831,60	Serra de Santa Helena	27	48	36%	64%
MP 2768	823,01	Serra de Santa Helena			-	-
MP 2786	785,76	Serra de Santa Helena			-	-
MP 2790	775,25	Serra de Santa Helena			-	-

Nota-se que, apesar dos altos valores de COT, a correlação entre recuperação e valor de COT não é direta, onde para as melhores recuperações o valor de COT gira em torno de 1% e depende, além do fator de preservação, do litotipo da amostra (Anderson *et al.*, 2011; Schiffbauer *et al.*, 2012).

Associações entre os trabalhos de Fairchild & Subacius (1986); Fairchild *et al.*, (1996); Baludikay *et al.*, (2016) e Xiao *et al.*, (2016), a idade Ediacarana atribuída para a Formação Sete Lagoas, e pelos grupos fósseis encontrados as partículas orgânicas sugere-se uma origem derivada de bactérias, o que caracterizaria um querogênio do tipo II. A ocorrência de espécimes fósseis ou de outros grupos de componentes orgânicos poderia gerar uma melhor caracterização do tipo de querogênio.

5.1.3.2 Distribuições dos microfósseis orgânicos

As associações entre as interpretações das descrições dos microfósseis orgânicos, e da caracterização destes em grupos de matéria orgânica amorfa ou acritarcas não identificados, sugerem uma origem derivada de bactérias/fitoplâncton ou ainda acritarcas, que foi oxidada (Tab. 5). Essa provável origem condiz com os trabalhos apresentados na literatura para o registro fóssil da Formação Sete Lagoas. Utilizando as interpretações obtidas no item 5.1.3.1 associado à contagem das lâminas que são plotadas em porcentagem, obtém-se as distribuições I, II, III e IV. A distribuição baseada nas porcentagens de microfósseis orgânicos (grupos de matéria orgânica e acritarcas não identificados) quando plotada no perfil litoestratigráficos do presente no trabalho permite caracterizar quatro intervalos de distribuições de material orgânico ao longo da perfuração, onde um é encontrada na Unidade PC, Grupo Paranoá, e três no Grupo Bambuí: uma na Formação Sete Lagoas e duas na Formação Serra de Santa Helena (Fig. 22).

A distribuição I engloba quase toda a totalidade da Unidade PC (1116 a 1090m) (Fig. 22). Observa-se um aumento dos valores de COT, em direção ao topo, obtidos nesse intervalo, contudo esse aumento de COT não apresenta correlação direta com a quantidade de acritarcas não identificados. A maior porcentagem de acritarcas não identificados é de 13% obtido na amostra MP 2634. O ambiente para essa distribuição é uma transição entre plataforma distal subóxida a anóxica para plataforma continental anóxica distal (Fig. 23).

A distribuição II engloba a Formação Sete Lagoas (1085 a 1045m), seção predominantemente carbonática, sendo possível observar uma relação de diminuição dos valores de COT, em direção ao topo (Fig. 22). Os valores percentuais de acritarcas não identificados tendem a crescer para o topo também, contudo, esse crescimento não é constante, tendo o maior valor de porcentagem na amostra MP 2652 de 29,3%. O ambiente interpretado é o de plataforma continental anóxica distal (Fig. 23).

A distribuição III engloba uma pequena seção da Formação Serra de Santa Helena (985 a 980m), sendo caracterizada pela presença de baixa contagem de acritarcas não identificados (<5%) e um valor de COT que fica em torno de 1% (Fig. 22). Devido a porcentagem muito baixa de acritarcas não identificados o ambiente interpretado para a distribuição é o de plataforma distal subóxida a anóxica (Fig. 23).

Por fim, a distribuição IV engloba seção, mais ao topo da Formação Serra de Santa Helena (854 a 830m), sendo caracterizada pela mais alta contagem de acritarcas não identificados (>30%) e um baixo valor de COT não ultrapassando 1% (Fig. 22). A maior porcentagem de acritarcas não identificados leva a interpretação de um ambiente de transição para uma plataforma continental anóxica distal.

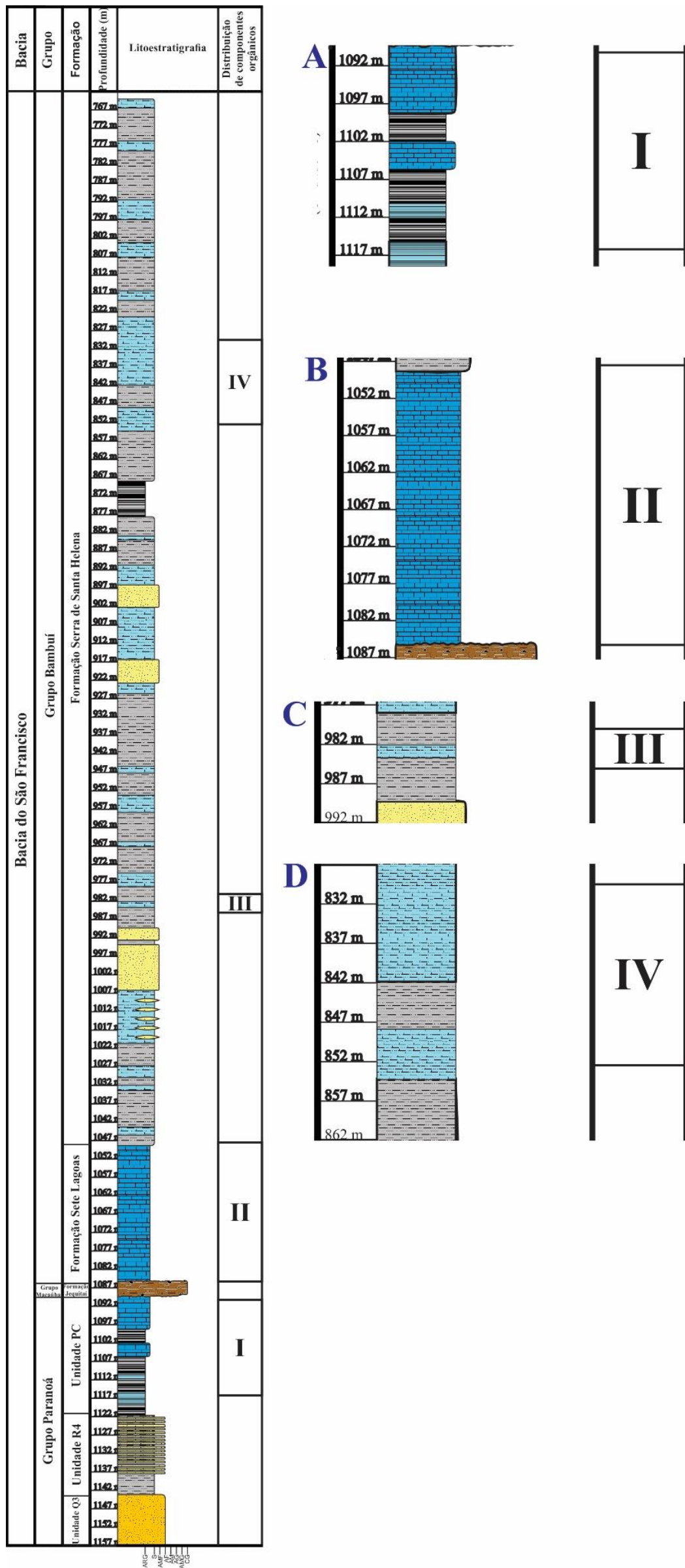


Figura 22. Distribuições de material orgânico nos testemunhos de sondagem Poço 1. **A:** distribuição com até 13% de acritarcas não identificados (I). **B:** distribuição com valores entre 20 e 25% de acritarcas não identificados (II). **C:** distribuição com baixos valores de acritarcas não identificados (<5%) (III). **D:** distribuição com altos valores de acritarcas não identificados (>30%) (IV).

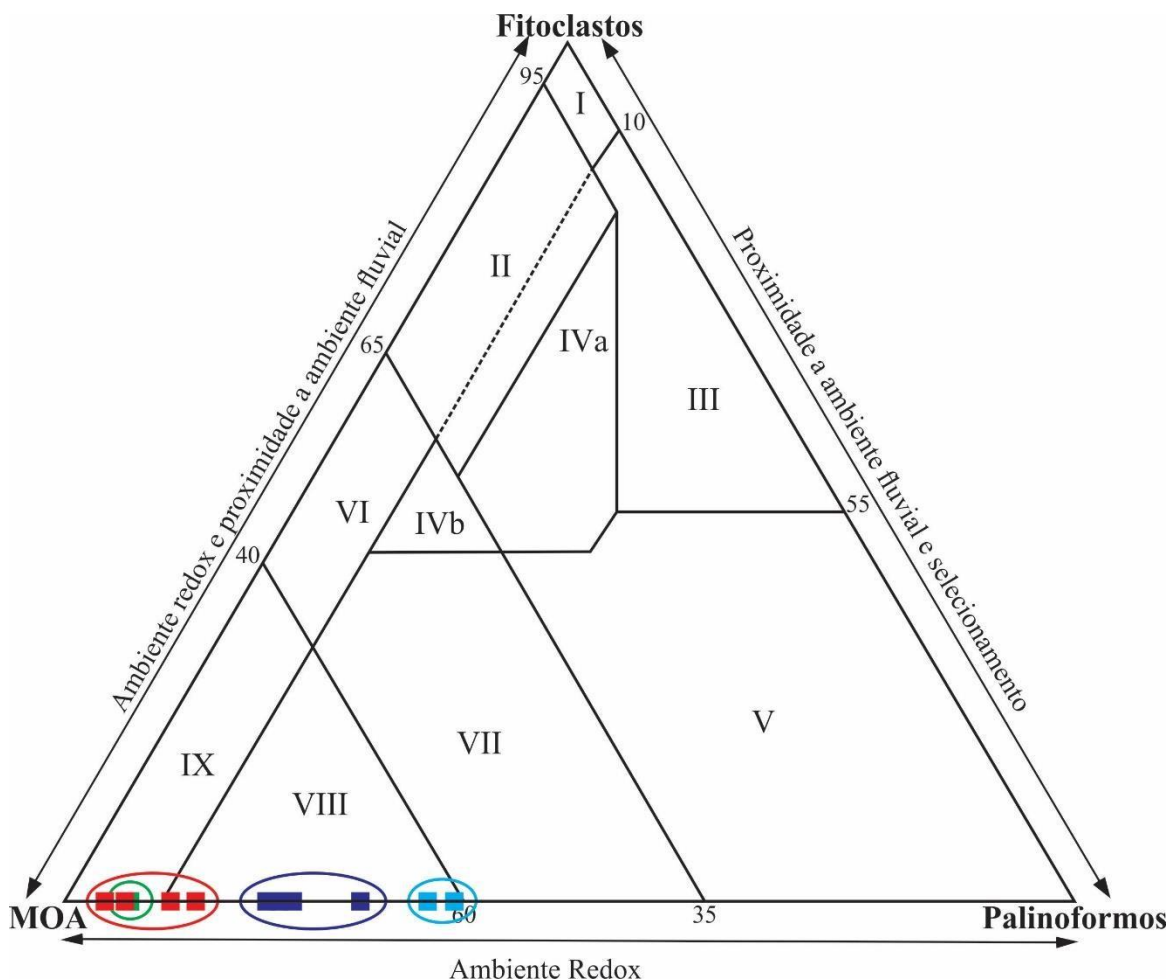


Figura 23. Diagrama ternário para as amostras, com as distribuições encontradas. **Distribuição I:** vermelha. **Distribuição II:** azul escuro. **Distribuição III:** verde. **Distribuição IV:** azul claro. **I:** ambiente altamente proximal. **II:** ambiente marginal anóxico. **III:** plataforma continental proximal oxidante. **IV:** transição entre plataforma continental e bacia. **V:** plataforma continental oxidante dominada por lama. **VI:** plataforma continental anóxica proximal. **VII:** plataforma continental anóxica “distal”. **VIII:** plataforma continental anóxica distal. **IX:** plataforma distal subóxica a anóxica. Modificada de Tyson (1993).

5.1.3.3 Indicadores de maturação térmica

De maneira geral, utilizando a escala ICE, os valores obtidos, para as amostras estudadas, se concentram em uma pequena faixa entre os valores 7,5 e 9. Não foi possível notar relação entre profundidade e variação na escala ICE, mas observa-se que a MOA observada no Grupo Paranoá apresenta valores menores de ICE do que aqueles encontrados na Formação Sete Lagoas.

Em particular, as amostras apresentam ausência de fluorescência quando analisadas em luz azul fluorescente. Esse comportamento é notado ao longo de toda a testemunhagem e condiz com os valores recuperados de ICE. Alguns pequenos pontos de componentes orgânicos apresentam fluorescência,

contudo, quando analisados em luz branca transmitida apresentam coloração muito diferente daquela encontrada para a maior parte das partículas orgânicas, sendo consideradas como contaminações.

A escala ICE, baseada em esporomorfos, leva em consideração que a oxidação e a variação de temperatura e pressão devem ser semelhantes para amostras que passaram por processos geológicos semelhante, quando em litologias iguais ou semelhantes. A reologia da rocha tem influência direta em como a pressão e temperatura afeta a matéria orgânica contida nesta (Tissot & Welte, 1984; Tyson, 1995; Roncaglia & Kuijpers, 2006). As amostras estudadas no presente trabalho não apresentam esporomorfos, contudo, como foram submetidas a processos geológicos semelhantes apresentam então uma mesma história geológica de pressão, temperatura e oxidação, fazendo com que assim as amostras contidas em cada formação apresentem uma maturação térmica similar. Ressalta-se que os processos geológicos são diferentes para os grupos Paranoá e Bambuí. Aquino Neto *et al.* (1992) descreve a aplicação a partir de palinomorfos, para rochas do paleozoico, e compara os resultados com os resultados obtidos a partir da reflectância da vitrinita. Assim, a coloração da MOA observada, indica uma fase de maturação, já na fase da metagênese final, sugerindo que a amostra se encontra no estágio supermatura.

A fluorescência dos componentes orgânicos funciona como forte indicador de maturação térmica para a análise das amostras do presente projeto. De acordo com Tyson (1995), tais intensidades refletem ambientes oxidantes com baixo potencial de preservação química. Contudo, a alteração da cor e diminuição da intensidade de fluorescência original dos componentes orgânicos pode também ser relacionada a uma maior maturidade térmica, em estágios como o de metagênese. Dessa forma, infere-se que as amostras do presente estudo apresentam elevado grau de maturação térmica tendo passado pelo processo de metagênese e, possivelmente, estando no processo de catagênese, podendo em alguns casos estar já na fase final desse processo.

5.2 Fácies orgânicas

Primeiramente, é importante notar que a composição modal do conteúdo palinológico encontrado em cada uma das amostras estudadas reflete a influência tanto do ambiente sedimentar como dos níveis de oxidação ou redução que foram submetidas (Tyson, 1993) (Fig. 23). A partir das porcentagens obtidas na contagem, plotaram-se os valores no gráfico desenhado por Tyson (*op.cit*) e obtiveram-se as correlações mostradas no item 5.1 que, quando correlacionadas com os dados de litoestratigrafia, sugerem uma influência de um ambiente fluvial, ora mais intensa, ora mais branda, tendo sido depositadas em ambiente marinho com características redutoras. É oportuno ressaltar que

seções com altos valores contagens de grumos de matéria orgânica amorfa não são raras, ocorrendo muitas das vezes em ambiente com deposição carbonática, como é o caso do presente trabalho.

A partir da correlação, dos resultados obtidos no item 5.1, foi possível caracterizar cinco fácies orgânicas, denominadas com algarismos romanos, de forma sucessiva: I, II, III, IV e IV. A correlação leva em consideração a porcentagem de COT, o ambiente deposicional e litoestratigrafia, bem como a correlação com os ambientes interpretados a partir das porcentagens de matéria orgânica obtidas no presente trabalho (Fig. 24). Na base, a ausência de análise do conteúdo orgânico não possibilita a interpretação de qualquer fácies orgânicas para essa seção. O mesmo ocorre na Formação Jequitaí. Nas seções onde a recuperação foi considerada baixa, foram utilizados os tipos de componentes orgânicos associados a litoestratigrafia e os valores de COT para uma interpretação acerca das fácies orgânicas.

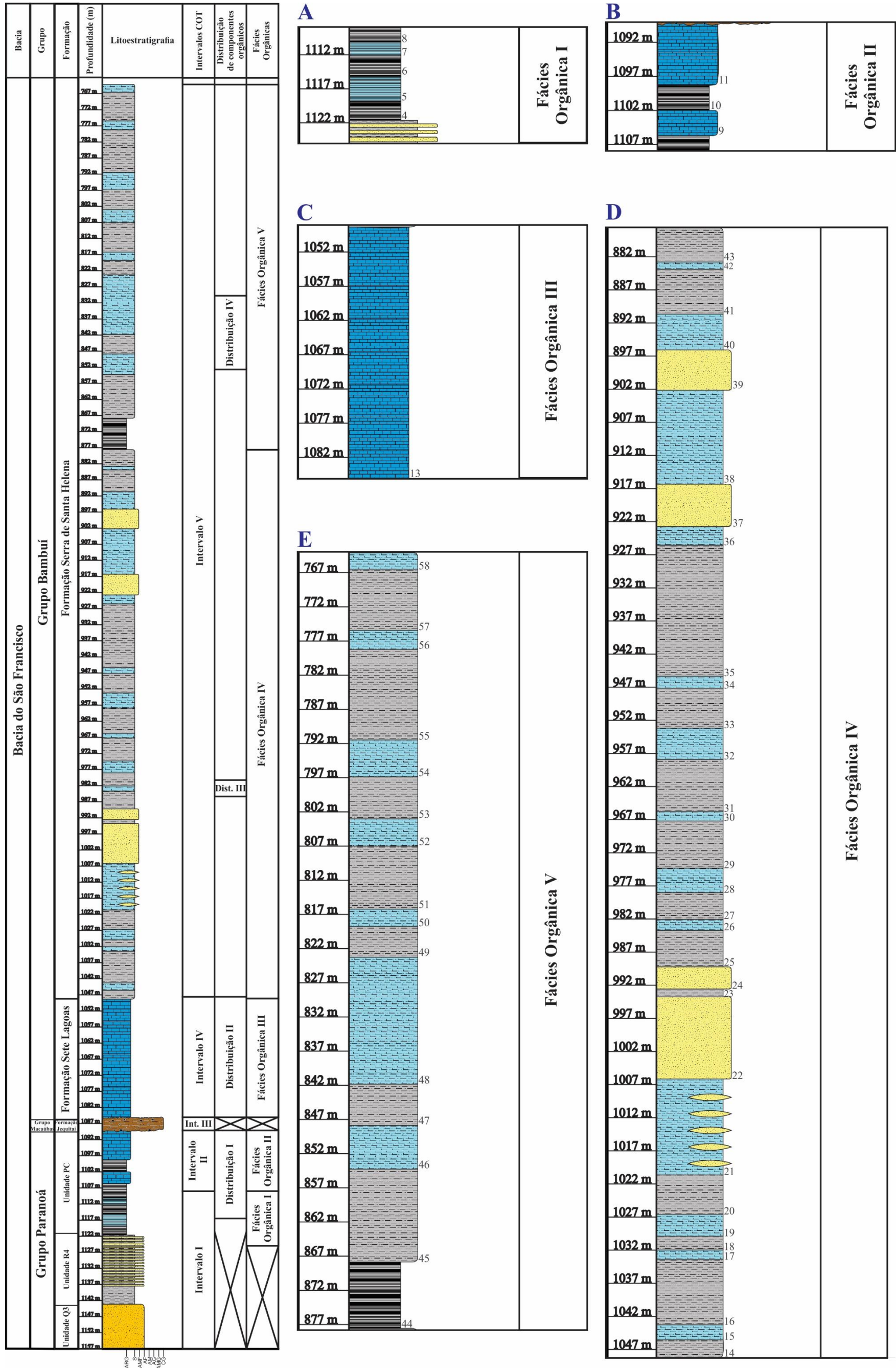


Figura 24. fácies orgânicas dos testemunhos de sondagem do Poço 1. **A:** fácies orgânica proximal com baixo COT. **B:** fácies orgânica proximal com alto COT. **C:** fácies orgânica distal com alto COT. **D:** fácies orgânica distal de mais alta energia com baixo COT. **E:** fácies orgânica distal de mais baixa energia com baixo COT.

5.2.1 Fácies orgânica I: proximal com baixo COT

Esta fácies é caracterizada pelas porcentagens de matéria orgânica obtidas em lâmina organofaciológica, a Unidade PC, baixos valores de COT, e na porção mais de topo com a distribuição I, apresentando valores de acritarcas não identificados de até 13% (Fig. 24A e Fig. 25). Apresenta ausência de fluorescência e elevado grau de maturação térmica se localizando entre as profundidades de 1125 a 1108 metros.

Apresenta matéria orgânica amorfa em grumos com tamanhos variados não passando de 100 µm. Apresenta ainda acritarcas não identificados. É composta por siltitos, ritmitos, e folhelhos, em algumas porções calcíferos, estando localizada mais na porção mediana basal da Unidade PC. Os valores de COT não ultrapassam 2%, máximo obtido na amostra MP 2623 (1,85%), com média de 0,4%, e os valores de contagem só atingem o limite de 75 partículas no topo da fácies.

A elevada porcentagem de matéria orgânica amorfa, obtida a partir da contagem das lâminas organofaciológicas, é característica de paleoambientes de alto grau de preservação química, devido às condições relativamente redutoras e de baixa energia, indicando uma sedimentação afastada da fonte ativa dos componentes terrestres (Tyson, 1995, 1993) (Fig. 23). A correlação entre o ambiente sugerido para a distribuição I, os componentes orgânicos encontrados e a litoestratigrafia, sugerem um ambiente subóxico a anóxico com influência de um ambiente fluvial (Fig. 23).

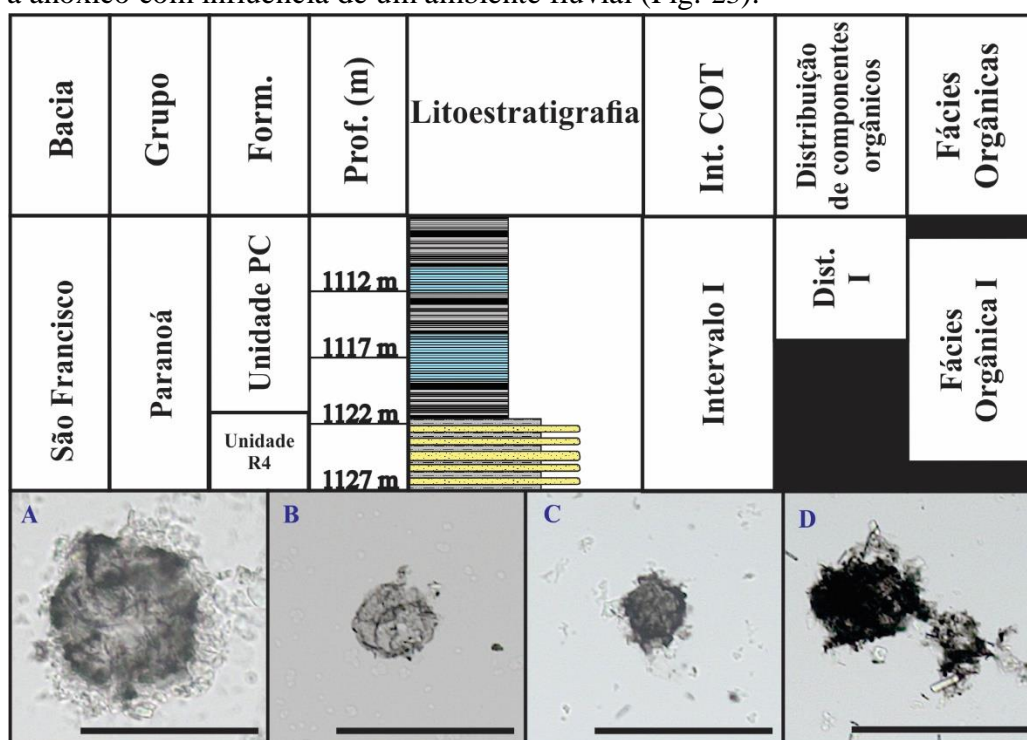


Figura 25. Fácies orgânica I. **A-D:** componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica I. **A-B:** MP 2620 – 1124, 21m. **C-D:** MP 2623 – 1115, 09m.

5.2.2 Fácies orgânica II: proximal com alto COT

Esta fácies é caracterizada pela distribuição I da matéria orgânica, a Unidade PC e os altos valores de COT, com distribuição entre as profundidades 1108 a 1090 metros (Fig. 24B e Fig. 26). Apresenta ausência de fluorescência e elevado grau de maturação térmica.

Apresenta matéria orgânica amorfa em grumos com tamanhos variados não passando de 100 µm e acritarcas não identificados, em geral, não ultrapassando 50 µm. É composta por folhelhos, e calcários, com predominância deste, estando localizada mais na porção de topo da Unidade PC. Os valores de COT não ultrapassam 7%, máximo obtido na amostra MP 2636 (6,86%), com média de 2,3%. A contagem apresenta valores de até 13% de acritarcas não identificados (Tab. 18 e Fig. 23).

Segundo o diagrama ternário apresentado por Tyson (*op.cit.*), a seção é uma transição entre plataforma distal subóxia a anóxica para plataforma continental anóxica distal de um ambiente fluvial, o que pode indicar uma zona mais proximal (Fig. 23). Contudo, a presença de uma maior seção carbonática e os maiores valores de COT sugerem um maior distanciamento da área fonte ou ainda um evento de anoxia. Os valores mais altos de COT, quando comparados com a fácies orgânica I, se devem a uma maior preservação da matéria orgânica nos litotipos encontrados. A presença de estromatólitos colunares no topo da formação poderia ser um dos possíveis causadores do aumento dos valores de COT, devido a maior disponibilidade de matéria orgânica (Dardenne, 1981; Alvarenga *et al.*, 2012; Campos *et al.*, 2013).

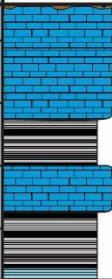
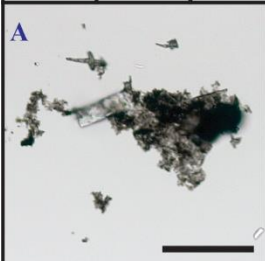
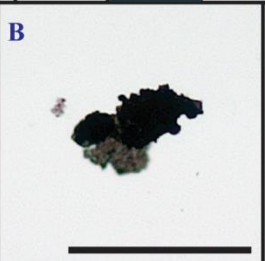
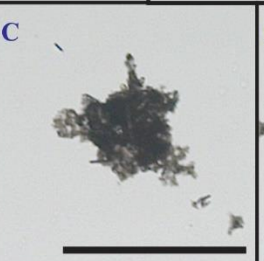
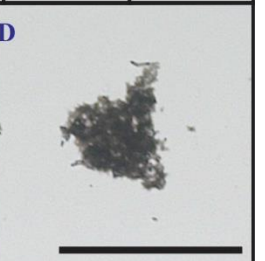
Bacia	Grupo	Form.	Prof. (m)	Litoestratigrafia	Int. COT	Distrib. de comp. orgânicos	Fácies Orgânicas
São Francisco	Paranoá	Unidade PC	1092 m		Intervalo II	Distribuição I	Fácies Orgânica II
			1097 m				
			1102 m				
			1107 m				
A		B		C		D	
							

Figura 26. Fácies orgânica II. **A-D:** componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica II. **A-D:** MP 2634 – 1094, 04m.

5.2.3 Fácies orgânica III: distal com alto COT

Esta fácies é caracterizada pela distribuição II da matéria orgânica, a Formação Sete Lagoas e os altos valores de COT, com distribuição entre as profundidades de 1084 a 1049 metros (Fig. 24 C e Fig. 27). Apresenta ausência de fluorescência e elevado grau de maturação térmica.

Apresenta MOA em grumos com tamanhos variados, bem como acritarcas não identificados, não passando de 100 μm . É composta por calcilitos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Os valores de COT não ultrapassam 9%, máximo obtido na amostra MP 2638 (8,71%), com média de 3,34%. Os valores de contagem de acritarcas não identificados mais elevados (até 29%) podem indicar uma preservação melhor, devido a maior presença de componentes orgânicos inteiros. Ainda, a elevada abundância de MOA é característica de paleoambientes de alto grau de preservação química, devido às condições relativamente redutoras e de baixa energia.

Segundo as interpretações apresentadas no capítulo 5.1 do presente trabalho, o ambiente proposto para a Formação Sete Lagoas é o marinho, onde grande parte da deposição ocorre na zona nerítica. Os trabalhos de Dardenne (1978b), Vieira, *et al.* (2007a), Iglesias & Uhlein (2009), Alvarenga *et al.* (2012) colocam a deposição em ambiente marinho de plataforma rasa, devido a intensa deposição de carbonatos que são classicamente descritos na Formação Sete Lagoas. O ambiente de plataforma continental anóxica distal, obtido a partir da contagem de componentes orgânicos, corrobora o apresentado pelos trabalhos acima citados.

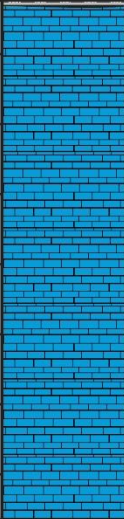
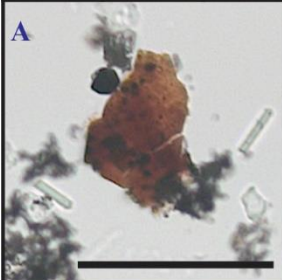
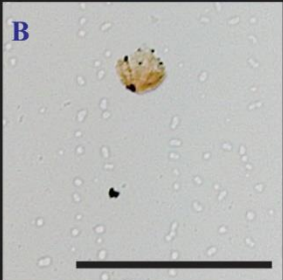

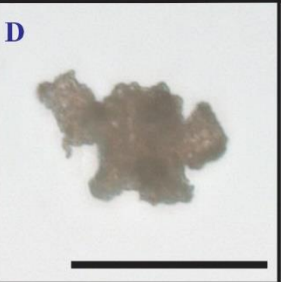
Bacia	Grupo	Form.	Prof. (m)	Litoestratigrafia	Int. COT	Distrib. de comp. orgânicos	Fácies Orgânicas
São Francisco	Bambuí	Sete Lagoas	1052 m		Intervalo IV	Distribuição II	Fácies Orgânica III
			1057 m				
			1062 m				
			1067 m				
			1072 m				
			1077 m				
			1082 m				
							

Figura 27. Fácies orgânica III. **A-D:** componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica III. **A-C:** MP 2638 – 1082, 47m. **D:** MP 2643 – 1076, 05m.

5.2.4 Fácies orgânica IV: distal de mais alta energia com baixo COT

Esta fácies é caracterizada pela correlação entre os componentes orgânicos obtidos em lâmina organofaciológica, a porção intermediária da Formação Serra de Santa Helena, os baixos valores de COT e a distribuição III, localizada entre as profundidades de 1047 a 880 metros (Fig. 24 D e Fig. 28). Apresenta ausência de fluorescência e elevado grau de maturação térmica.

Apresenta matéria orgânica amorfa em grumos com tamanhos variados não passando de 100 µm, e baixa contagem de acritarcas não identificados. É composta por siltitos, ora calcíferos ora não, e pela presença de intercalações métricas de arenitos muito finos a finos, moderadamente a bem selecionados. Os valores de COT não ultrapassam 1,1%, máximo obtido na amostra MP 2682 (1,07%), com média de 0,292%. Há, ainda, elevada presença de pirita tardi-diagenéticas ao longo das amostras analisadas.

O ambiente de deposição marinho proposto para a Formação Serra de Santa Helena, onde grande parte da deposição ocorre na zona nerítica. A litoestratigrafia, rica em sedimentos clásticos finos, como

silito e silitos calcíferos, quando correlacionada com a distribuição III, obtida pelos componentes orgânicos, e o diagrama ternário, sugere um ambiente de plataforma distal subóxida a anóxica. A intercalação de pacotes de areia muito fina a fina pode indicar ou um rebaixamento do nível marinho, o que implicaria uma mudança no nível de base e uma modificação no tipo de sedimento depositado, ou ainda a deposição sob um regime de mais alta energia, como por exemplo um fluxo turbidítico.

A correlação entre os dados apresentados aponta para uma deposição em ambiente de mais alta energia quando comparado com a seção inferior, principalmente devido a entrada de pacotes de areia de escala métrica. Contudo, não foram encontradas evidências para a conclusão se os pacotes de areia foram derivados de um rebaixamento do nível do mar ou ainda de um evento mais catastrófico.

Utilizando das interpretações de Martins & Lemos (2007), associados a descrição de ambientes sedimentares em Boggs (2009), e da correlação com a distribuição III, sugere-se um ambiente deltaico a marinho para a fácies orgânica IV, onde há maior aporte de sedimentos siliciclásticos, o que faz com que a deposição carbonática seja bastante suprimida.

Os baixos valores de COT indicam um ambiente, que mesmo apresentando fortes indícios de redução, não foi eficiente na preservação da matéria orgânica. Possivelmente um maior retrabalhamento da matéria orgânica, associado à um ambiente de mais alta energia é um dos agentes responsáveis pela má preservação da matéria orgânica.

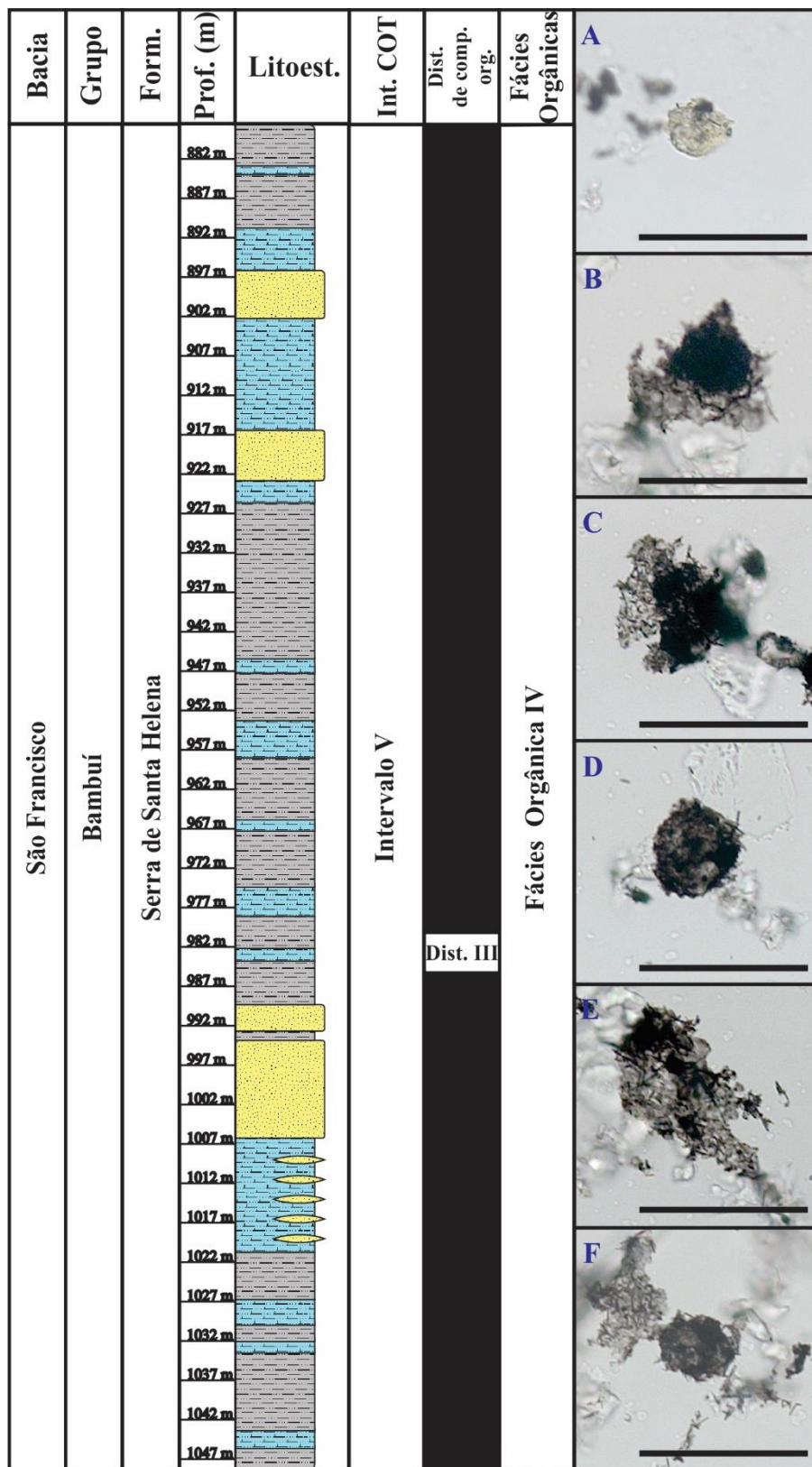


Figura 28. Fácies orgânica IV. A-F: componentes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica IV. A: MP 2682 – 981, 91m. B-C: MP 2696 – 954, 02m. D-F: MP 2709 – 935, 14m.

5.2.5 Fácies orgânica V: distal de mais baixa energia com baixo COT

Esta fácies é caracterizada pelos componentes orgânicos obtidos em lâmina organofaciológica, a porção de topo da Formação Serra de Santa Helena, os baixos valores de COT e a distribuição IV, localizada entre as profundidades de 880 a 765 metros (Fig. 24E e Fig. 29). Apresenta ausência de fluorescência e elevado grau de maturação térmica.

Apresenta matéria orgânica amorfa com grumos não passando de 100 µm e acritarcas não identificados, geralmente não ultrapassando 50 µm. É composta por siltitos, ora calcíferos ora não, e por sucessão métrica de folhelhos negros na base da seção. Os valores de COT não ultrapassam 0,8%, máximo obtido na amostra MP 2751 (0,76%), com média de 0,268%.

A elevada presença de acritarcas não identificados (>30%) nas amostras analisadas, é indicativa de um ambiente de transição para uma plataforma continental anóxica distal. A sucessão como um todo sugere uma deposição em ambiente marinho mais calmo (Dardenne, 1978a; Vieira, *et al.*, 2007; Alvarenga *et al.*, 2012).

Os baixos valores de COT indicam um ambiente que não foi eficiente na preservação da matéria orgânica. Possivelmente, um menor aporte de matéria orgânica, associado a uma preservação não tão efetiva, são os fatores dominantes nos baixos valores encontrados de COT.

Bacia	Grupo	Form.	Prof. (m)	Litoest.	Int. COT	Distribuição de compo. orgânicos	Fácies Orgânicas	
São Francisco	Bambuí	Serra de Santa Helena	767 m		Intervalo V	Distribuição IV	Fácies Orgânica V	A
			772 m					B
			777 m					C
			782 m					
			787 m					D
			792 m					
			797 m					E
			802 m					
			807 m					F
			812 m					
			817 m			G		
			822 m					
			827 m			H		
			832 m					
			837 m			I		
			842 m					
			847 m			J		
			852 m					
			857 m			K		
			862 m					
867 m	L							
872 m								
877 m	M							

Figura 29. Fácies orgânica V. A-E: espécimes recuperados nas amostras pertencentes a fácies orgânica V. A-B: MP2751 – 851, 18m. C: MP 2763 – 831, 60m. D: MP 2768 – 823, 01m. E: MP 2786 – 785, 76m.

5.3. Isótopos estáveis e geoquímica de elementos maiores

As análises de isótopos estáveis realizadas nos testemunhos da perfuração Poço 1 seguiram a descrição macroscópica e microscópica. Em um primeiro momento, foram realizadas 92 análises ao longo de toda a perfuração (todas as amostras com número par de tombamento), obtendo-se 74 valores de fracionamento isotópico e 18 análises onde não foi possível obter resultado devido à baixa concentração de carbono. Em um segundo momento, foram realizadas mais 43 análises, tomando como escolha os valores de carbono inorgânico obtidos a partir das análises de carbono orgânico total, onde somente 8 apresentaram resultado, enquanto que nas outras 35 amostras não foi possível obter detecção no equipamento, mais uma vez devido ao baixo teor de carbonato nestas (Fig. 30).

No Grupo Paranoá observa-se um perfil de carbono negativo da base ao topo, da seção presente no trabalho, com um aumento dos valores em direção ao topo. A variação dos valores se dá entre -11,31‰ (MP2616) e -0,64‰ (MP2612). O valor mínimo observado ocorre na Unidade Q3 que é caracterizada por um quartzito, o que chama a atenção pelo litotipo e a obtenção de um resultado confiável. Os dados de fluorescência de raios-x revelam ainda um baixo teor de cálcio e magnésio na composição do litotipo pertencente a formação em questão. Devido às incertezas associadas aos valores presentes na Formação Ribeirão Contagem, estes serão desconsiderados nas futuras discussões.

Em direção ao topo do cilindro de sondagem na Unidade R4 observa-se uma pequena variação nos valores dos isótopos que mostram valores bastante negativos indo de -9,55‰ a -11,31‰. É interessante notar que há um pico do elemento magnésio na base da Unidade R4, mas não se sabe ao certo o que poderia ter gerado esse aumento do elemento. Apesar de apenas dois pontos aparecerem na coluna foram realizadas 5 análises no intervalo, mas devido à baixa presença de carbonato não se obteve resultado.

Na Unidade PC, observa-se um perfil de carbono com valores negativos, mas que tendem a zero conforme se sobe no perfil. A primeira amostra contida no perfil apresenta um valor de -9,78‰ (MP2622) sendo o mínimo da seção. O perfil notadamente apresenta um aumento em direção ao topo, principalmente as fácies carbonáticas, atingindo o valor máximo de -3,66‰ (MP2633). Na base da Unidade é observado um aumento dos elementos Al, Fe e Ti, já em direção ao topo os elementos Si, Al apresentam significativa queda, enquanto que os elementos Ca e Mg apresentam um aumento expressivo. Isso se deve à presença das fácies carbonáticas associadas ao topo do Grupo Paranoá, que na seção estudada apresentam elevado teor de magnésio na sua composição, revelando uma contribuição dolomítica.

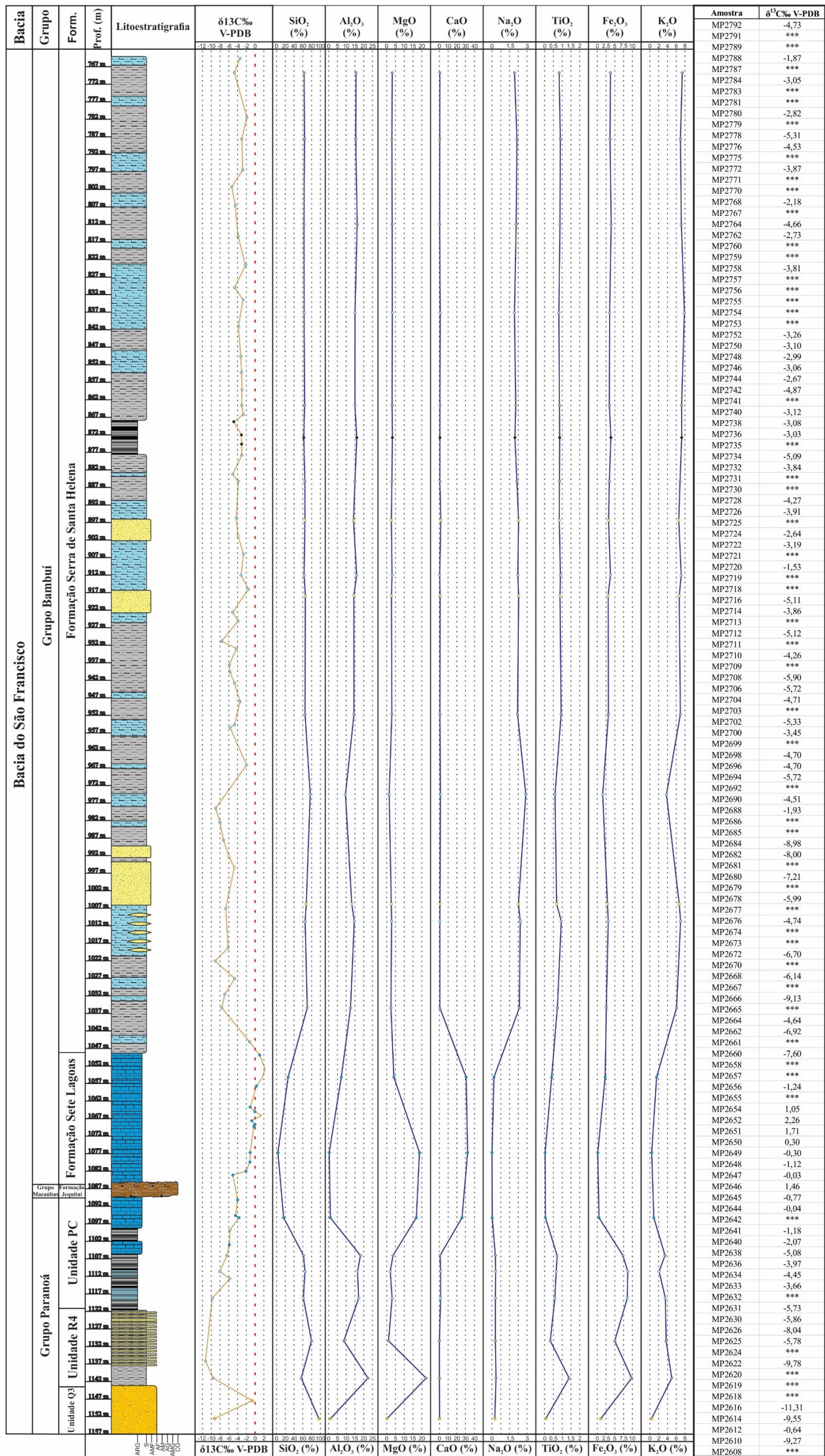


Figura 30. Perfil dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ associado aos dados de óxidos dos elementos Si, Al, Mg, Ca, Na, Ti, Fe e K e tabela com os valores obtidos para os testemunhos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ utilizam o padrão V-PDB.

Na Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, observa-se um perfil que varia de valores negativos a positivos, com os valores positivos no topo da formação. Os dados começam com valores bastantes negativos -5,31‰ (MP2638) e atingem valores próximos de zero ainda no meio da seção, mantendo-se próximo de zero até o final da Intervalo. Em alguns pontos pode atingir valores de até +2,26‰ (MP2652).

Ainda na Formação Sete Lagoas, os elementos Ca e Mg são abundantes devido as fácies carbonáticas, com maior concentração de Mg na base indicando uma maior contribuição dolomítica. Conforme se sobe no perfil, observa-se um decréscimo nos teores de Ca e Mg e um aumento dos elementos Si, Al, Ti, Fe e K. A passagem da Formação Sete Lagoas para a Formação Serra de Santa Helena é marcada ainda por um salto negativo dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e pelo aumento dos elementos citados acima, bem como o desaparecimento das fácies carbonáticas.

A Formação Serra de Santa Helena é caracterizada pela oscilação dos valores de carbono entre -9‰ e -2‰, representando uma grande variação, mas sempre com valores negativos. A oscilação é iniciada por uma subida dos valores e depois um salto para valores mais negativos que se repetem ao longo de toda a sequência. Os menores valores são observados na base da sequência, atingindo -9,13‰ (MP 2666) e atingindo o valor máximo de -1,93‰ (MP 2688).

A oscilação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é vista ao longo de toda a formação, mas conforme se sobe no perfil os saltos para valores mais negativos são menores. Na base os saltos são de até 7‰, já mais no topo esses saltos são de 2‰. O intervalo em que esses ciclos acontecem fica menor, também quando se sobe ao longo do perfil. Os saltos negativos e esses menores valores encontrados ao longo do perfil, parecem estar associados a queda do teor de matéria orgânica nas amostras. Os picos estão em amostras analisadas logo acima daquelas que apresentam valores um pouco mais elevados de COT.

Ainda na Formação Serra de Santa Helena, observa-se uma elevada concentração dos elementos Si, Al, Na, Ti, K e Fe. Os elementos Si, Al, Ti e Fe são associados a deposição siliciclástica ao longo da seção, bem como os baixos valores de Ca e Mg, este um pouco mais elevado que aquele. Os valores dos elementos Na e K, apesar de não caracterizarem um valor com potencial de exploração, chamam a atenção, mas não cabe ao presente trabalho uma descrição detalhada do potencial destes elementos. Na porção intermediária da formação (aproximadamente 975m de profundidade na perfuração) ocorre uma queda dos valores de Al, Mg, Ti, Fe e K e uma subida dos valores de Si e Na, e logo após os valores mantêm-se praticamente estáveis.

Os valores dos isótopos de oxigênio variam entre os valores de -18,52‰ e -6,99‰ com apenas três valores acima do valor de corte -10‰. Conforme, citado anteriormente os isótopos de oxigênio são mais sensíveis a variações de temperatura e diagênese e o valor de -10‰ é utilizado como um divisor de valores primários ou não. Como a ampla maioria dos dados se encaixa em valores, muitas das vezes, bem inferiores eles não podem ser usados para uma análise deposicional primária. Entretanto, os dados com valores tão negativos podem indicar um processo de alteração que afetou a as rochas na região de Morro da Garça, ao menos na seção da perfuração utilizada no presente trabalho. Uma alteração na temperatura como uma intrusão ígnea explicaria os valores anômalos, e seria uma possível explicação para os índices de maturação térmica elevados, obtidos a partir da análise dos fósseis.

Assim, ao analisar os dados de isótopos e os dados de fluorescência, duas questões chamam a atenção: a diferença dos elementos nos grupos Paranoá e Bambuí e os valores negativos das razões dos isótopos estáveis de carbono para a Formação Serra de Santa Helena.

A primeira questão é facilmente verificada a partir da análise das curvas dos elementos obtidos a partir da fluorescência de raios-x. Como comentado acima as formações pertencentes ao Grupo Paranoá apresentam valores mais altos dos elementos Si, Al, Ti, Fe e K quando comparados com a base da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Na seção estudada, a porção mais de topo da Formação Sete Lagoas pode se assemelhar às formações do Grupo Paranoá nos valores dos elementos estudados, mas suas curvas são muito contrastantes. As curvas pertencentes ao Grupo Paranoá apresentam grandes oscilações nos elementos, à medida que as curvas da porção mais superior Formação Sete Lagoas, Intervalo II, mantêm-se quase que constantes ao longo de todo o perfil.

A implicação desse contraste das curvas pode servir como resolução de um grande problema que a estratigrafia da transição Paranoá-Bambuí apresenta, a sobreposição de carbonatos (Alvarenga *et al.*, 2012). A presença de carbonatos no topo do Grupo Paranoá e nas formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, podem em zonas com cavalgamento gerar confusão no empilhamento estratigráfico. A ausência de registro da Formação Jequitaí em determinados pontos da bacia, torna o empilhamento em alguns casos mais complicado ainda.

Acerca dos valores das razões isotópicas de carbono nota-se uma distinção clara entre a base, rica em calcário e a porção superior rica em rochas siliciclásticas. A porção basal reflete classicamente o observado ao longo da bacia, na Formação Sete Lagoas, com uma incursão negativa na base e posterior migração dos valores para valores próximos de 0‰ ou indo até valores positivos, indo em

direção as formações de topo como a Formação Serra de Santa Helena (Martins & Lemos, 2007; Iyer *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 2000; Babinski *et al.*, 2007; Vieira *et al.*, 2007a; Alvarenga *et al.*, 2012, 2014; Paula-Santos *et al.*, 2017; Perrella Júnior *et al.*, 2017). Esse comportamento é associado ao longo de diversas seções do Neoproterozóico, de idade Ediacarana, e a deposição associada de carbonatos de capa, este utilizados para uma correlação global entre as diversas formações do Neoproterozóico ao longo do globo (Misi *et al.*, 2007; Vieira, 2007; Vieira *et al.*, 2007b; Sial *et al.*, 2016; Spence *et al.*, 2016).

Os valores negativos obtidos na Formação Serra de Santa Helena, no presente trabalho, são valores de excursões muito negativas atingindo até valores da ordem de -9‰, mas se mantendo na maior parte da perfuração entre os valores de -3 e -5‰ (Fig. 30).

Quando se analisa as seções presentes na literatura da base do Grupo Bambuí, observa-se uma grande variabilidade de padrões, inclusive em regiões próximas. Uma correlação entre diversas perfurações revela essa variabilidade e utiliza como base a mudança dos valores de carbono, entre os mais enriquecidos (>5‰) e os menos enriquecidos (Martins & Lemos, 2007). Ao se observar a correlação feita por tais autoras nota-se a variação significativa dos litotipos e da espessura das formações, bem como em que espessura o critério de correlação estabelecido por estas acontece. Em algumas seções, a Formação Sete Lagoas tem espessura de cerca de 500 a 600 metros, enquanto em outras apenas dezenas de metros, chamando a atenção para diferentes zonas de deposições ao longo da bacia do São Francisco. O critério utilizado por elas ainda chama a atenção, já que a separação dos valores entre os valores mais enriquecidos e os menos enriquecidos nem sempre ocorre na Formação Sete Lagoas, podendo ocorrer na Formação Serra de Santa Helena ou ainda na Formação Lagoa do Jacaré.

Uma compilação entre as seções estratigráficas, obtidas a partir de perfurações e afloramentos, da literatura revela uma similaridade entre determinadas regiões da Formação Sete Lagoas (Fig. 31). Os altos estruturais de Januária e Sete Lagoas mostram dados similares na maioria das seções, mas é interessante ressaltar que nas seções descritas no Município de Sete Lagoas há notável variação nas seções, ora próximas de zero, ora bastante positivas (Vieira, *et al.*, 2007b; Perrella Júnior *et al.*, 2017). Os dados obtidos na Serra de São Domingos, e das perfurações 1-RC-1-GO no Município de Alvorada do Norte, 1-RF-1-MG no Município de Buritizinho e 9-PSB-13-MG, no Município de Montalvânia também mostram semelhança (Fugita & Clark Filho, 2001; Martins & Lemos, 2007; Santana, 2011; Alvarenga *et al.*, 2012). Os dados de outras seções apresentam similaridade sendo dispersas ao longo

da bacia, e apresentando padrão condizente com aquele obtido na região de Sete Lagoas (Santos *et al.*, 2000; Fugita & Clark Filho, 2001; Vieira, *et al.*, 2007b; Alvarenga *et al.*, 2014; Perrella Júnior *et al.*, 2017).

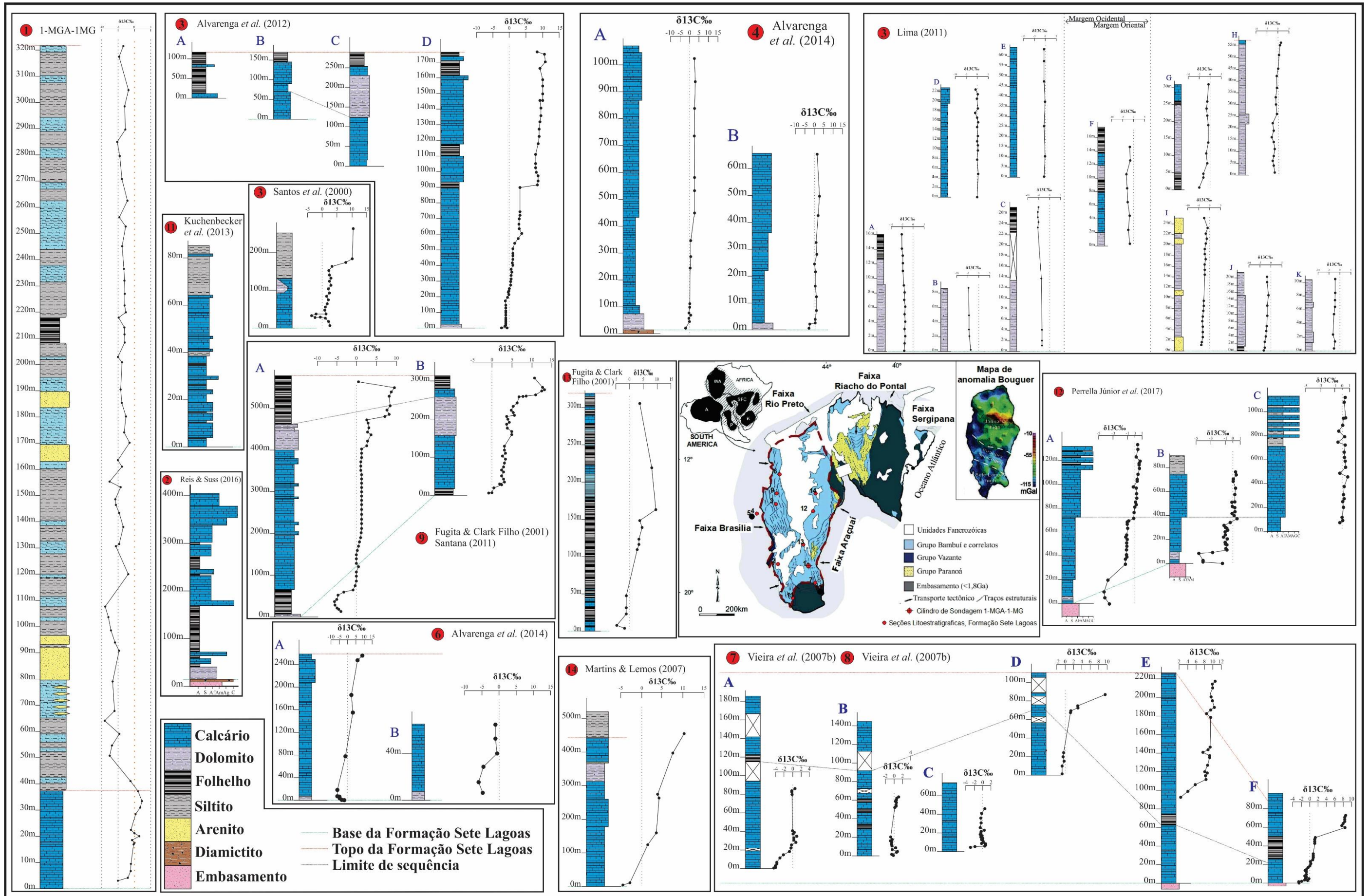


Figura 31. Compilação com as seções estratigráficas da Formação Sete Lagoas, com os dados de litoestratigrafia e valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$.

A partir da compilação dos perfis litoestratigráficos nota-se ainda que os valores mais negativos se encontram geralmente associados a litotipos onde o carbonato de cálcio não é majoritário, como dolomitos, folhelhos calcíferos, siltitos calcíferos e margas. A correlação necessita de maiores dados para que seja comprovada, entretanto o comportamento entre as várias seções chama a atenção.

Utilizando do modelo paleoambiental apresentado por Martins & Lemos (2007), a deposição da Formação Sete Lagoas é limitada pelos dois altos estruturais e forma um golfo mais a norte da bacia do São Francisco, com uma restrição paleogeográfica ocorrendo próximo a região de Januária. Nessa passagem, poder-se-ia ter gerado uma espécie de delta, o que explicaria a resposta obtida a partir dos fósseis. Seguindo o modelo paleoambiental de Martins & Lemos (*op. cit.*) a região de Sete Lagoas representaria um alto e permitiria uma maior deposição de carbonatos enquanto que as regiões de Morro da Garça (Poço 1) e Buritizinho (1-RF-1-MG) poderiam ser parte da passagem da região de mar aberto para a região de golfo.

Uma possível variação na profundidade da bacia entre dois pontos poderia ter gerado uma estratificação das águas o que explicaria essa diferença de valores (Fairchild *et al.*, 2000; Jiang *et al.*, 2007; Giddings & Wallace, 2009a, 2009b; Spence *et al.*, 2016). A variação de profundidade, por sua vez, pode ter associação com a localização geográfica dos pontos estudados. A variação de espessura, das formações da base do Grupo Bambuí, é notável conforme se modifica o local de estudo destas.

Por fim, apesar de dados tão negativos serem novos na bacia do São Francisco, em outras bacias de mesma idade tais valores são citados em trabalhos anteriores. Dados de bacias de Svalbard e do centro leste da Groelândia apresentam valores similares aos encontrados no presente trabalho (Knoll *et al.*, 1995, 1986). Correlações entre as diversas seções de diferentes bacias na América do Sul também revelam a variabilidade de valores de $\delta^{13}\text{C}$, utilizando como um marco os carbonatos de capa (Misi *et al.*, 2007). Esse tipo de correlação entre diversas bacias por outro lado pode mascarar interpretações de dados que fogem do padrão estabelecido.

6. CONCLUSÕES

O presente trabalho permitiu a caracterização de cinco fácies orgânicas ao longo dos testemunhos da perfuração Poço 1, tendo como base para caracterização das fácies, os dados de litoestratigrafia, teor de COT, distribuição de partículas orgânicas, valores na escala ICE e análise em luz fluorescente.

As fácies orgânicas, proximal com alto COT (fácies orgânica II) e distal com alto valor de COT (fácies orgânica III) apresentam elevado interesse do ponto de vista de geração de hidrocarbonetos

devido aos elevados valores de COT, com média de valores superando 2%. As duas fácies em questão chamam a atenção ainda pela grande distribuição areal que as formações abrangidas por estas apresentam: Unidade PC e Formação Sete Lagoas. O estudo das fácies orgânicas mostra também uma contribuição deltaica o que representaria a transição entre o mar continental e uma região de golfo.

As fácies orgânicas, proximal com baixo COT (fácies orgânica I), distal de mais alta energia com baixo COT (fácies orgânica IV), distal de mais baixa energia com baixo COT (fácies orgânica V), devido ao seu baixo valor de COT não são consideradas potenciais geradoras. A entrada de material siliciclástico, como arenitos finos, pode ter sido uma das razões de deteriorização da matéria orgânica. Contudo, a simples presença de matéria orgânica, principalmente de material particulado, revela um dado até então desconhecido.

Um fator limitante para o reconhecimento da Formação Sete Lagoas como gerador é o elevado índice de maturação térmica. Os altos valores encontrados indicam que a janela de petróleo e gás pode ter sido superada na seção estudada. Contudo, devido a grande extensão areal da Formação Sete Lagoas, outras localidades, que apresentem menor gradiente térmico, poderão ser potenciais localidades geradoras de petróleo e gás.

Os dados de isótopos estáveis de C e O mostram um padrão bastante negativo para a Formação Serra de Santa Helena. Entretanto, valores negativos similares aos obtidos no cilindro de sondagem Poço 1 não são incomuns em bacias de mesma idade ao redor do globo. O padrão de elementos, obtidos a partir da fluorescência, pode ainda ser utilizado, associado aos dados de litoestratigrafia, para separar os grupos Paranoá e Bambuí, quando tal separação não pode ser realizada por meio da Formação Jequitai.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.* 90, 29–58.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012a. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 33, 127–139.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012b. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 33, 127–139.

- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos, in: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (Eds.), *Bacia Do São Francisco: Geologia E Recursos Naturais*. Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, pp. 9–30.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Vieira, L.C., Martinho, C.T., Guimarães, E.M., Santos, R. V., Santana, R.O., 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. *Bol. Geociencias da Petrobras* 20, 145–164.
- Alvarenga, C.J.S., Della Giustina, M.E.S. Silva, N.G.C., R.V.S., S., Gioia, S.M.C.L., Guimarães, E.M., Dardenne, M.A., A.N., S., Ferreira, V.P., 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Rev. Bras. Geociencias* 37, 147–155.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R. V, Vieira, L.C., Lima, B.A.F., Mancini, L.H., 2014. MesoNeoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasilia Belt of Brazil. *Precambrian Res.* 251, 164–180. doi:10.1016/j.precamres.2014.06.011
- Aquino Neto, F.R., Trigiis, J., Azevedo, D.A., Rodrigues, R., Simoneit, B.R.T., 1992. Organic geochemistry of geographically unrelated tasmanites. *Org. Geochem.* 18, 791–803.
- Babinski, M., Krouse, H.R., Chemale, F.J., 1995. Higly ^{13}C -enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Res.* 73, 271–282.
- Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade, R.I.F., Martins, M., Noce, C.M., Liu, D., 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Res.* 21, 451–465.
- Babinski, M., Van Schmus, W.R., Chemale, F., 1999. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chem. Geol.* 160, 175–199.
- Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nov.* 19, 401–406. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00764.x
- Baludikay, B.K., Storme, J.Y., François, C., Baudet, D., Javaux, E.J., 2016. A diverse and exquisitely preserved organic-walled microfossil assemblage from the Meso-Neoproterozoic Mbuji-Mayi Supergroup (Democratic Republic of Congo) and implications for Proterozoic biostratigraphy. *Precambrian Res.* 281, 166–184. doi:10.1016/j.precamres.2016.05.017

- Barnard, P.C., Collins, A.G., Cooper, B.S., 1981. Identification and distribution of kerogen facies in a source rock horizon - examples from the North Sea Basin, in: Brooks, J. (Ed.), *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration*. Academic Press, London, pp. 271–282.
- Bertoni, M.E., Le Heron, D.P., Vining, B.A., Siqueira Reis, H., Alkmim, F.F., Bosence, D., 2012. Source Rock Prediction in the Brazilian Proterozoic São Francisco Basin, in: *AAPG International Conference and Exhibition*. Long Beach, p. 1.
- Bjerrum, C.J., Canfield, D.E., 2011. Towards a quantitative understanding of the late Neoproterozoic carbon cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 108, 5542–5547. doi:10.1073/pnas.1101755108
- Boggs, S.J., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Second Edi. ed. Cambridge University Press, New York.
- Braun, O.P.G., 1982. Novas contribuições à estratigrafia e aos limites do Grupo Bambuí, in: *Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, pp. 260–268.
- Braun, O.P.G., Mello, U., Della Piazza, H., 1990. Bacias proterozóicas brasileiras com perspectivas exploratórias para hidrocarbonetos, in: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), *Origem E Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 115–132.
- Bruno, P., Mio, E.D., Mello, M., 2009. Petroleum System Overview of São Francisco Basin: A New gas Province Onshore Brazil, in: *AAPG International Conference and Exhibition*. Rio de Janeiro, p. 1.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., 1997. Origem e evolução da Bacia Sanfranciscana. *Brazilian J. Geol.* 27, 283–294. doi:10.5327/rbg.v27i3.596
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Martins-Ferreira, M.A.C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian J. Geol.* 43, 461–476. doi:10.5327/Z2317-48892013000300004
- Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures, in: *Spoletto Conference - Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Pisa, Italia, pp. 1–24.
- Craig, J., Biffi, U., Galimberti, R.F., Ghori, K.A.R., Gorter, J.D., Hakhoo, N., Le Heron, D.P., Thurow, J., Vecoli, M., 2013. The palaeobiology and geochemistry of Precambrian hydrocarbon source rocks. *Mar. Pet. Geol.* 40, 1–47. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.09.011
- Craig, J., Thurow, J., Thusu, B., Whitham, A., Abutarruma, Y., 2009. Global Neoproterozoic petroleum systems : the emerging potential in North Africa, in: Craig, J., Thurow, J., Thusu, B., Whitham, A., abu (Eds.), *Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential of North Africa*. The Geological Society of London, London, pp. 1–25.

- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 231–263.
- Dardenne, M.A., 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília, in: *Simpósio Sobre O Cráton São Francisco*. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, pp. 140–157.
- Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central, in: *Congresso Brasileiro de Geologia*. Recife, pp. 597–610.
- Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central., in: *Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo, pp. 597–610.
- Della Fávera, J.C., 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Denezine, M., Carmo, D.A., Antonietto, L., Pinto, R.L., Chelini, M.J.E., Ress, C.B., 2016. Management procedure for palaeontological collections of the Museum of Geociences, Brasília, Brazil: policies, housing preparation and keeping, in: *35th International Geological Congress*. Cape Town, p. 1.
- Des Marais, D.J., 1997. Isotopic evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Proterozoic Eon. *Org. Geochem.* 27, 185–193.
- Do Carmo, D., Denezine, M., Antonietto, L.S., Pinto, R.L., Chelini, M.J.E., Ress, C.B., 2015. A metodologia de tombamento, catalogação e curadoria de amostras no laboratório de micropaleontologia da Universidade de Brasília., in: *XXIV Congresso Brasileiro de Paleontologia*. Crato - Ceará.
- Dominguez, J.M.L., 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias, in: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (Eds.), *O Cráton Do São Francisco*. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, pp. 137–159.
- Fairchild, I.J., Spiro, B., Herrington, P.M., Song, T., 2000. Controls on Sr and C isotope compositions of Neoproterozoic Sr-rich limestones of E Greenland and N China., in: Grotzinger, J.P., James, N.P. (Eds.), *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*. SEPM Spec. Publ., pp. 297–313.
- Fairchild, T.R., Schopf, J.W., Shen-Miller, J., Guimarães, E.M., Edwards, M.D., Lagstein, A., Li, X., Pabst, M., Melo-Filho, L.S., 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Res.* 80, 125–152.

- Fairchild, T.R., Subacius, S.M.R., 1986. Microfossils associated with silicified stratifera undata komar 1966 from the late Proterozoic Bambuí Group, south-central Brazil. *Precambrian Res.* 33, 323–339.
- Faria, A., 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D’Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Universidade de Brasília.
- Frank, T.D., Kah, L.C., Lyons, T.W., 2003. Changes in organic matter production and accumulation as a mechanism for isotopic evolution in the Mesoproterozoic ocean. *Geol. Mag.* 140, 397–420.
- Fugita, A.M., Clark Filho, J.G., 2001. Recursos Energéticos da Bacia do São Francisco: Hidrocarbonetos líquidos e gasosos, in: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (Eds.), *Bacia Do São Francisco: Geologia E Recursos Naturais*. SBG/MG, Belo Horizonte, pp. 265–284.
- Ghori, K.A.R., Craig, J., Thusu, B., Milanese, S.D., 2009. Global Infracambrian petroleum systems : a review Department of Industry and Resources , Perth , Australia, in: Craig, J., Thurow, J., Thusu, B., Whitham, A., Abutarruma, Y. (Eds.), *Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential of North Africa*. The Geological Society of London, London, pp. 109–136.
- Giddings, J.A., Wallace, M.W., 2009a. Facies dependent d13C variation from a Cryogenian platform margin, South Australia: evidence for stratified Neoproterozoic oceans?. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecology* 271, 196–214.
- Giddings, J.A., Wallace, M.W., 2009b. Sedimentology and C-isotope geochemistry of the “Sturtian” cap carbonate, South Australia. *Sediment. Geol.* 216, 1–14.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios* 10, 578–596.
- Grotzinger, J.P., Waters, W.A., Knoll, A.H., 2000. Calcified metazoans in thrombolite-stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Paleobiology* 26, 334–359.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, 6th ed, Springer. Springer, Göttingen, Germany. doi:10.1007/978-3-540-70708-0
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nov.* 14, 129–155.
- Hunt, J.M., 1995. *Petroleum geochemistry and geology*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Iglesias, M., Uhlein, A., 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociencias* 2 39, 256–266.

- Ingersoll, R. V., 2012. Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature, in: Busby, C., Pérez, A.A. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances I*. Blackwell Publishing Ltd., pp. 3–30.
- Iyer, S.S., Babinski, M., 1993. Isotope stratigraphy of Bambui, a Neoproterozoic cover in western Gondwana, Brazil, in: *Gondwana Newsletter*. pp. 3–4.
- Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.R., Chemale, F.J., 1995. Highly ^{13}C -enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Res.* 73, 271–282.
- Jiang, G., Kaufman, A.J., Christie-Blick, N., Zhang, S., Wu, H., 2007. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: implications for a large surface-to-deep ocean ^{13}C gradient. *Earth Planet Sci. Lett.* 261, 303–320.
- Johnston, D.T., Macdonald, F.A., Gill, B.C., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2012. Uncovering the Neoproterozoic carbon cycle. *Nature* 483, 320–323. doi:10.1038/nature10854
- Jones, R.W., 1987. Organic facies, in: Brooks, J., Welte, D. (Eds.), *Advances in Petroleum Geochemistry*. Academic Press, London, pp. 1–90.
- Jones, R.W., Demaison, G.J., 1980. Organic Facies-Stratigraphic Concept and Exploration Tool. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 64, 729.
- Kasting, J.F., Tazewell Howard, M., Wallmann, K., Veizer, J., Shields, G., Jaffrés, J., 2006. Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.* 252, 82–93.
- Kennedy, M.J., 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotope geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, ^{13}C excursions, and carbonate precipitation. *J. Sedimentol. Res.* 66, 1050–1064.
- Kingston, D.R., Dishroon, C.P., Williams, P.A., 1983. Global Basin Classification System. *Am. Assoc. Pet. Geol.* 67, 2175–2193.
- Knauth, L.P., Kennedy, M.J., 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nat. Lett.* 460, 728–732. doi:10.1038/nature08213
- Knoll, A.H., Grotzinger, J.P., Kaufman, A.J., Kolosov, P., 1995. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precambrian Res.* 73, 251–270.

- Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I.B., 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nat. Publ. Gr.* 321, 832–838.
- Kuchenbecker, M., 2011. Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Universidade Federal de Minas Gerais.
- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Lopes-Silva, L., Pimenta, F., 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian J. Geol.* 46, 145–162. doi:10.1590/2317488920160030285
- Lima, O.N.B., 2011. Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco : implicação tectônica e paleo-ambiental. Universidade de Brasília.
- Lima, S.A.A., 1997. Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas da Formação Sete Lagoas na região Norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco. Universidade Federal de Ouro Preto.
- Mancini, L.H., Miranda, A.C.R., 2012. Isótopos Estáveis Aplicados a Geociências - O Laboratório de Isótopos Estáveis (LAIS) da UnB, in: 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, p. 1.
- Martins-Neto, M.A., Alkmim, F.F., 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem do Gondwana, in: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (Eds.), *Bacia Do São Francisco - Geologia E Recursos Naturais*. Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, pp. 31–54.
- Martins, M., 1999. Análise estratigráfica das seqüências mesoproterozóicas (borda oeste) e neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martins, M., Lemos, V., 2007. Análise estratigráfica das seqüências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. *Brazilian J. Geol.* 37, 156–167. doi:10.5327/rbg.v37i4.1332
- Mendonça Filho, J.G., 1999. Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânicas em rocas do Paleozóico Superior da bacia do Paraná, Sul do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., Oliveira, A.D., Silva, T.F., Rondon, N.F., Silva, F.S., 2012. Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approches, in: *Geochemistry Earth System Processes*. pp. 211–245.

- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., Oliveira, A.D., Silva, T.F., Rondon, N.F., Silva, F.S., 2012. Organic facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approaches, in: Panagiotaras, D. (Ed.), *Geochemistry Earth System Processes*. InTech, pp. 211–248.
doi:10.5772/47928
- Menezes, T.R., Mendonça Filho, J.G., Araujo, C.V., Viegas, I.A.F. de S., Mendonça, J. de O., 2008. Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. *Rev. Bras. Geociências* 38, 80–96.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L., Iyer, S.S.S., 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chem. Geol.* 237, 143–167. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.019
- Parenti-Couto, J.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., Iyer, S.S., Moraes, N.M.P., 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Rev. Bras. Geociências* 11, 5–16.
- Paula-Santos, G.M., 2017. Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr, Li, Mg) e proveniência sedimentar (U-Pb, Hf, Sm-Nd) do Grupo Bambuí no sul da bacia do São Francisco. Universidade de São Paulo.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I., PedrosaSoares, A.C., 2014. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U – Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* 1–19. doi:10.1016/j.gr.2014.07.012
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I.F., Guacaneme, C., 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy Belo Horizonte. *Gondwana Res.* 42, 280–305. doi:10.1016/j.gr.2016.10.012
- Perrella Júnior, P., Uhlein, A., Uhlein, G.J., Sial, A.N., Pedrosa-Soares, A.C., de Lima, O.N.B., 2017. Facies analysis, sequence stratigraphy and chemostratigraphy of the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group), northern Minas Gerais State, Brazil: evidence of a cap carbonate deposited on the Januária basement high. *Brazilian J. Geol.* 47, 59–77. doi:10.1590/2317
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., DellaGiustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *J. South Am. Earth Sci.* 31, 345–357.

- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 66, 711–731. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.07.013
- Reis, H.L.S., Suss, J.F., 2016. Mixed carbonate–siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: An example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sediment. Geol.* 339, 83–103. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.04.004
- Robert, P., 1988. Organic metamorphism and geological history: microscopic study of organic matter and thermal evolution of sedimentary basins., 1st ed. *Journal of Petroleum Geology*, Dordrecht.
- Rodrigues, J.B., 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Universidade de Brasília.
- Romeiro Silva, P.C., Braun, O.P.G., Zalán, P.V., De Paula, L., Mattins, M., 2009. São Francisco Basin - Exploration Frontier for Gas in Central Brazil, in: AAPG International Conference and Exhibition. Rio de Janeiro, p. 1.
- Rosman, K.J.R., Taylor, P.D.P., 1998. Isotopic Compositions of the Elements 1997. *Pure Appl. Chem.* 70, 217–235.
- Rothman, D.H., Hayes, J.M., Summons, R.E., 2003. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 100, 8124–8129. doi:10.1073/pnas.0832439100
- Salgado-Labouriau, M.L., 1994. História ecológica da Terra.
- Santana, R.O., 2011. Estratigrafia, Geoquímica e Isótopos de C, O e Sr do Grupo Bambuí a Leste da Falha de São Domingos, NE de Minas Gerais. Universidade de Brasília.
- Santos, R. V., Alvarenga, C.J.S. de, Babinski, M., Ramos, M.L., Cukrov, N., Fonseca, M.A., Sial, A. da N., Dardenne, M.A., Noce, C.M., 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic – Neoproterozoic sequences from São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 18, 27–39. doi:10.1016/j.jsames.2004.08.009
- Santos, R. V., Alvarenga, C.J.S. De, Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Res.* 104, 107–122.
- Schöll, W.U., 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 29. Ouro Preto, pp. 207–231.
- Sgarbi, G.N.C., 1989. Geologia da Formação Areado, Cretáceo Médio a Inferior da bacia do São Francisco, Oeste do estado de Minas Gerais. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- Sharp, Z., 2007. Stable isotope geochemistry, 1st editio. ed, Geochemistry. Pearson Prentice Hall. doi:10.1016/S0037-0738(97)00056-0
- Sial, A.N., Gaucher, C., Misi, A., Boggiani, P.C., Alvarenga, C.J.S. de, Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., Pedreira, J.A., Warren, L.V., Fernández-Ramírez, R., Geraldés, M., Pereira, N.S., Chiglino, L., Cezario, W. dos S., 2016. Correlations of some Neoproterozoic carbonate-dominated successions in South America based on high-resolution chemostratigraphy, *Brazilian Journal of Geology*. doi:10.1590/2317-4889201620160079
- Spence, G.U.Y.H., Le Heron, D.P.L.E., Fairchild, I.A.N.J., 2016. Sedimentological perspectives on climatic , atmospheric and environmental change in the Neoproterozoic Era. *Sedimentology* 63, 253–306. doi:10.1111/sed.12261
- Spigolon, A.L.D., 2003. Palinofácies e faciologia orgânica da Formação Alagamar (Aptiano da bacia Potiguar, Brasil): paleoambiente e maturação térmica. Diss. Mestr. Universidade de Brasília, Brasília.
- Thomaz-Filho, A., Lima, V.Q., 1981. Datação radiométrica de rochas pelíticas pelo método Rb-Sr. *Bol. Técnico da Petrobrás* 24, 109–119.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer Science & Business Media, Berlin.
- Toledo, M.A.S., Zalán, P.V., de Carvalho, M.D., 2009. Reservoir Facies in the Proterozoic São Francisco Basin - Mid-Continent of Brazil, in: AAPG International Conference and Exhibition. Rio de Janeiro, p. 1.
- Tyson, R., 1995. *Sedimentary Organic Matter*. doi:10.1007/978-94-011-0739-6
- Tyson, R. V., 1993. Palynofacies Analysis, in: Jenkins, D.J. (Ed.), *Applied Micropaleontology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 153–191.
- Valeriano, C.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J., 2004. A evolução tectônica da faixa Brasília, in: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia Do Continente Sul-Americano – Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, pp. 575–592.
- Van Krevelen, D.W., 1950. Graphical-statistical method for the study of structure and reaction processes of coal. *Fuel* 29, 269–284.
- Van Wagoner, J.C., 1995. Sequence stratigraphy and Marine to Nonmarine Facies Architecture of Foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A., in: Van Wagoner, J.C., Bertram, G.T. (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits - Outcrop and Subsurface Examples from the*

Cretaceous of North America. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 137–225.

- Varni, M.A., Kaufman, A.J., Misi, A., Brito-Neves, B.B., 2001. Anomalous ^{34}S signatures in trace sulfate from a potential cap carbonate in the Neoproterozoic Bambuí Group, Brazil., in: Geological Society of America Annual Meeting. p. 37.
- Vieira, L.C., 2007. A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozóico. Universidade de São Paulo.
- Vieira, L.C., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., 2007a. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Rev. Bras. Geociencias* 37, 1–14.
- Vieira, L.C., Trindade, R.I., Nogueira, A.C.R., Ader, M., 2007b. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geosci.* 339, 240–258.
- Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R., Ader, M., 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Group Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *C. R. Geosci.* 339, 240–258. doi:10.1016/j.crte.2007.02.003
- Warren, L. V, Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., Strikis, P.C., 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old protoGondwana seaway. *Geol. Soc. Am.* 1–4. doi:10.1130/G35304.1
- Xiao, S., Narbonne, G.M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D. V., Moczydlowska-Vidal, M., Cui, H., 2016. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects. *Episodes* 39, 540. doi:10.18814/epiugs/2016/v39i4/103886
- Zalán, P.V., Silva, P.C.R., 2007. Bacia do São Francisco. *Bol. Geociencias da Petrobras* 15, 561–571.