

## 4 ANÁLISE MICROFACIOLÓGICA DO MEMBRO JAGUARIAÍVA COM BASE NOS POÇOS PALEOSUL 03-JA-PR E PALEOSUL 02-RV-MS.

### 4.1 DADOS PETROGRÁFICOS

As análises petrográficas foram realizadas em 23 lâminas delgadas, preparadas a partir de amostras dos poços PALEOSUL 03-JA-PR e 02-RV-MS. A interpretação das microfácies levou em consideração as diferenças granulométricas, morfométricas, texturais e microestruturas físicas e biogênicas dos folhelhos.

Para uma interpretação dos ambientes deposicionais é necessário uma série de informações sobre a estratigrafia, sedimentologia, paleoecologia, geoquímica, icnologia, entre outros.

#### 4.1.1 Classificação das amostras

A partir dos dados obtidos através de análises petrográficas das lâminas delgadas, foi possível classificar as amostras dos poços PALEOSUL 02-RV-MS e PALEOSUL 03-JA-PR. Por meio do método de contagem de pontos, foram estabelecidas porcentagens granulométricas para as amostras de ambas as sondagens (tabelas 4 e 5). Com base nos valores encontrados, as amostras foram plotadas no diagrama de Picard (1971), constatando assim, serem constituídas predominantemente por partículas nas dimensões areia muito fina, silte e argila; definindo a litologia principalmente em siltitos argilosos ou argilitos sílticos segundo a classificação de rochas microclásticas (Figura 11).

Tabela 4 - Análise granulométrica das amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR.

AMOSTRAS	ARGILA (%)	SILTE (%)	AREIA MUITO FINA (%)
PR-30,50	68	32	-
PR-35,90	55	43	2
PR-42,60	43	56	1
PR-56,83	63	37	-
PR-80,84	35	59	6
PR-101,46	29	67	4
PR-101,55	24	73	3
PR-108,19	40	58	2
PR-120,10	81	10	9

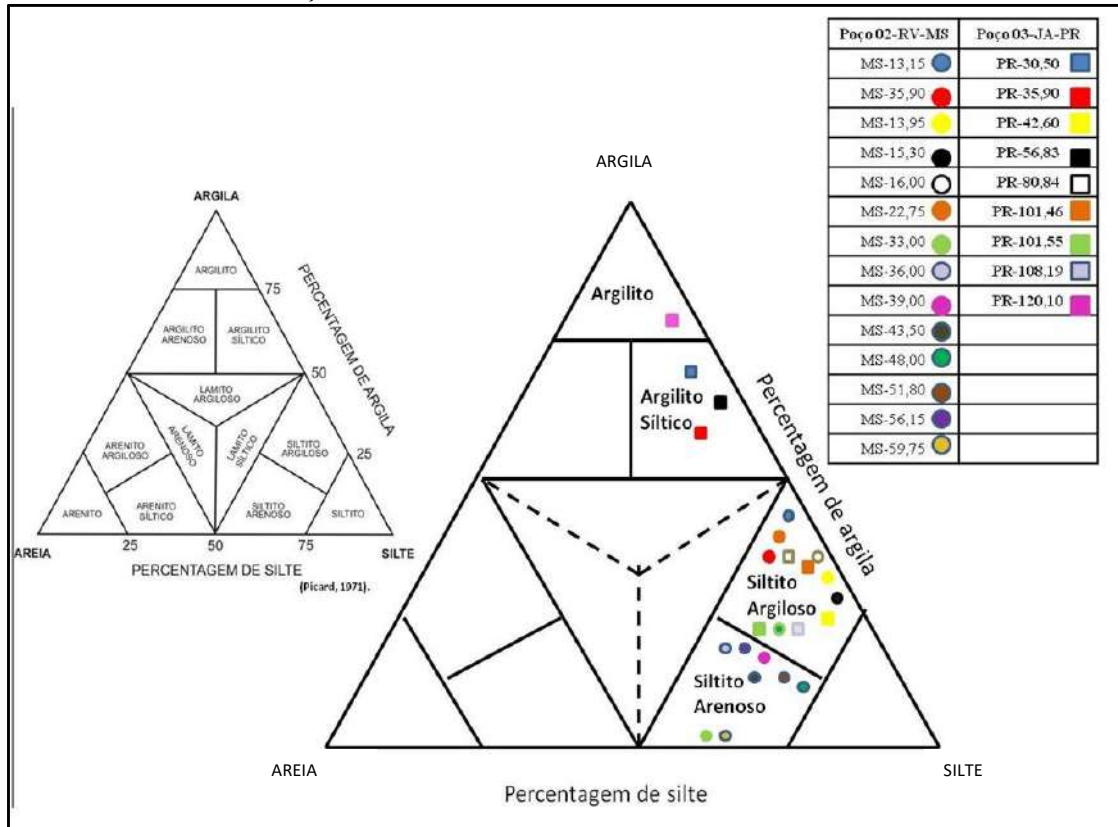
Fonte: A autora, 2017.

Tabela 5 - Análise granulométrica das amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS.

AMOSTRAS	ARGILA (%)	SILTE (%)	AREIA MUITO FINA (%)	AREIA MÉDIA (%)
MS-13,15	44	53	3	-
MS-13,30	32	63	5	-
MS-13,95	42	55	3	-
MS-15,30	73	27	-	-
MS-16,00	56	44	-	-
MS-22,75	39	58	3	-
MS-33,90	15	60	25	-
MS-36,00	19	70	9	2
MS-39,00	5	85	10	-
MS-43,50	5	85	10	-
MS-48,00	5	80	15	-
MS-51,80	38	59	3	-
MS-56,15	5	80	15	-
MS-59,75	20	55	20	5

Fonte: A autora, 2017.

Figura 11 - Gráfico de classificação nomenclatural.



Legenda: Gráfico de classificação nomenclatural realizado nos Poços PALEOSUL 02-RV-MS e 03-JA-PR. Observar o campo de classificação das amostras, segundo Picard (1971).  
 Fonte: a autora, 2017.

Por meio da contagem de pontos feita na seção laminar, também foi possível expressar de forma quantitativa as frações mineralógicas e a porosidade presente nas amostras (tabelas 6 e 7). Porém, as lâminas feitas a partir do poço PALEOSUL 03-JA-PR encontram-se com baixa qualidade devido aos fraturamentos e ranhuras ocorridas durante seu processo de confecção, impossibilitando assim, uma clara definição dos poros.

Tabela 6 - Análise composicional das amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR.

AMOSTRAS	Q (%)	F (%)	M (%)	B (%)	A (%)	O (%)	C (%)	S (%)
PR-30,50	21	1	12	6	27	31	2	-
PR-35,90	20	-	15	5	25	30	2	1
PR-42,60	26	-	17	7	18	27	1	-
PR-56,83	15	-	20	3	33	28	1	-
PR-80,84	31	2	16	5	19	12	-	-
PR-101,46	35	3	25	8	20	9	-	-
PR-101,55	44	-	15	12	19	10	-	-
PR-108,19	29	1	13	7	32	18	-	-
PR-120,10	9	-	8	5	69	9	-	-

Legenda: Q (Quartzo), F (Feldspato), M (Muscovita), B (Biotita), A (Argilominerais), O (Opacos), C (Clorita), S (Pirita) e P (Poros).

Fonte: A autora, 2017.

Tabela 7 - Análise composicional das amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS.

AMOSTRAS	Q (%)	F (%)	M (%)	B (%)	A (%)	O (%)	C (%)	S (%)	P (%)
MS-13,15	27	-	8	5	37	17	1	Traço	5
MS-13,30	30	5	8	3	29	16	2	2	5
MS-13,95	30	2	8	5	35	15	2	1	2
MS-15,30	25	2	4	-	65	4	-	-	-
MS-16,00	25	-	9	4	53	10	-	-	1
MS-22,75	36	-	8	11	28	14	-	-	3
MS-33,90	44	2	1	9	17	7	2	-	8
MS-36,00	44	4	14	3	20	7	-	-	8
MS-39,00	55	5	17	3	10	3	-	-	7
MS-43,50	60	3	18	5	10	1	-	-	5
MS-48,00	60	5	15	4	10	1	-	-	5
MS-51,80	63	5	16	4	6	1	-	-	5
MS-56,15	70	5	12	3	5	1	-	-	4
MS-59,75	50	5	15	5	15	2	-	-	8

Legenda: Q (Quartzo), F (Feldspato), M (Muscovita), B (Biotita), A (Argilominerais), O (Opacos), C (Clorita), S (Pirita) e P (Poros).

Fonte: A autora, 2017.

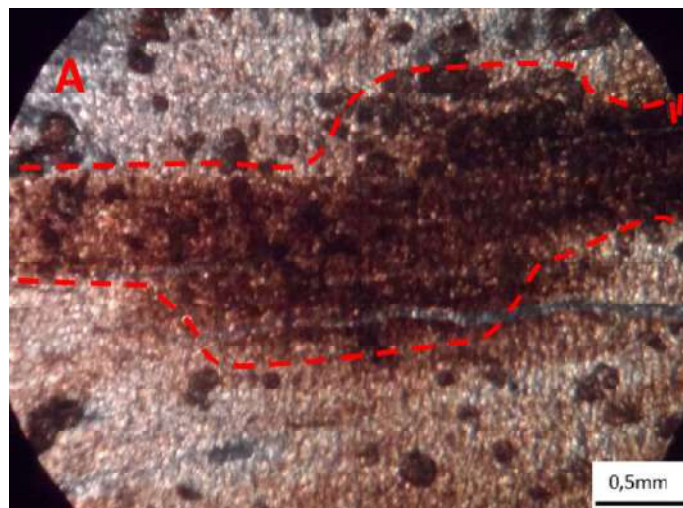
#### 4.1.2 Descrição petrográfica das amostras do Poço PALEOSUL 03-JA-PR

##### 4.1.2.1 LÂMINA PR-30,50

Argilito siltico (69:31:0) de coloração marrom claro a preto, revelando composição mineralógica primordial dada por: quartzo (21%), micas (em sua maioria muscovitas- 18%), argilominerais (27%) e outros (34%) (Tabela 6). A lâmina está caracterizada na microfácies de maior COT, sendo assim, rica em matéria orgânica.

A rocha apresenta material argiloso com laminações incipientes e com presença de minerais com granulometria areia muito fina, bem orientados. Alguns níveis de coloração mais escura possuem formas lenticulares alongados, paralelas às laminações, em alguns casos, esta cor mais escura pode estar relacionada à presença de matéria orgânica substituindo alguns icnofósseis. Observa-se microtrama relativamente orientada, sendo encontrados dispersos na matriz grãos de pirita de possível origem biogênica. Possui poucas bioturbações, sendo assim, definido como classe 1. (Figura 12)

Figura 12 – Fotomicrografia da lâmina PR- 30,50.



Legenda: A) Material argiloso de coloração escura, paralelo às laminações (LT, NX, 5X), amostra PR-30,50.  
Fonte: a autora, 2017.

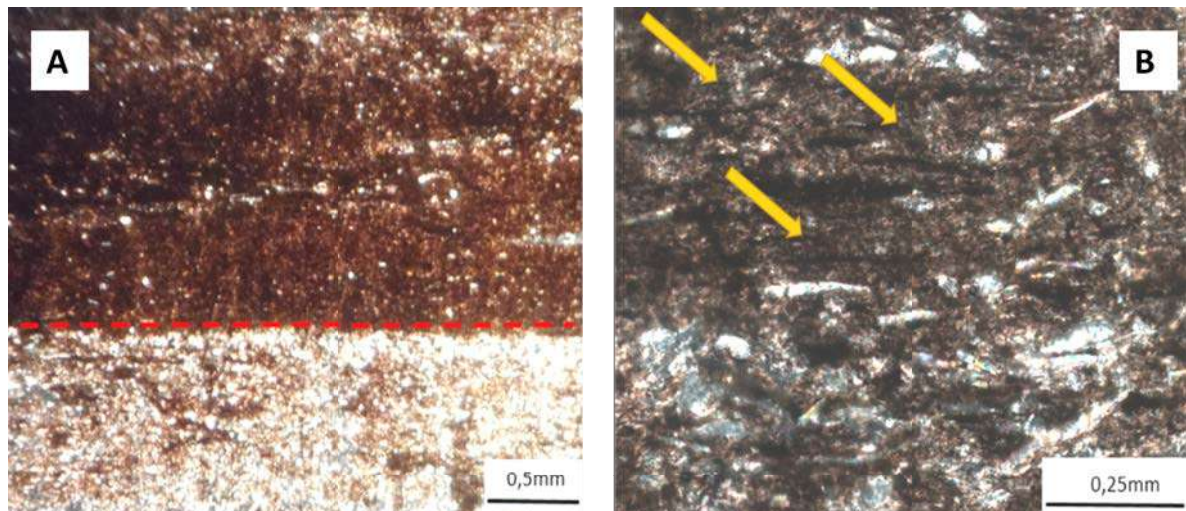
#### 4.1.2.2 LÂMINA PR-35,90

Argilito siltico (55:43:2) de coloração castanho escuro a preto, tendo mineralogia composta por grãos de quartzo (20%), argilominerais (25%), além de grande quantidade de minerais opacos (35%), e micas (20%) (Tabela 6). Apresenta uma grande contribuição de matéria orgânica

A rocha possui material argiloso bem orientado, apresentando intercalações entre uma matriz argilosa de cor mais escura, possivelmente devido à presença de maiores teores de matéria orgânica e uma matriz mais clara de granulometria predominantemente siltica. O contato entre as duas camadas é bem marcado. A rocha apresenta num contexto geral, microtrama orientada e laminações (Figura 13).

Foram identificados na lâmina delgada, fitoclastos estirados e orientados no mesmo plano da laminação, contribuindo com o teor de matéria orgânica nesta profundidade. A intensidade da bioturbação é baixa, sendo assim classificado como classe 1 de bioturbação.

Figura 13 – Fotomicrografia da lâmina PR-35,90.



Legenda: A) Contato entre a camada mais siltica com a camada mais argilosa (LT, NX, 5X); B) Presença de fitoclastos destacados por setas amarela. (LT, NX, 20X), amostra PR-35,90.

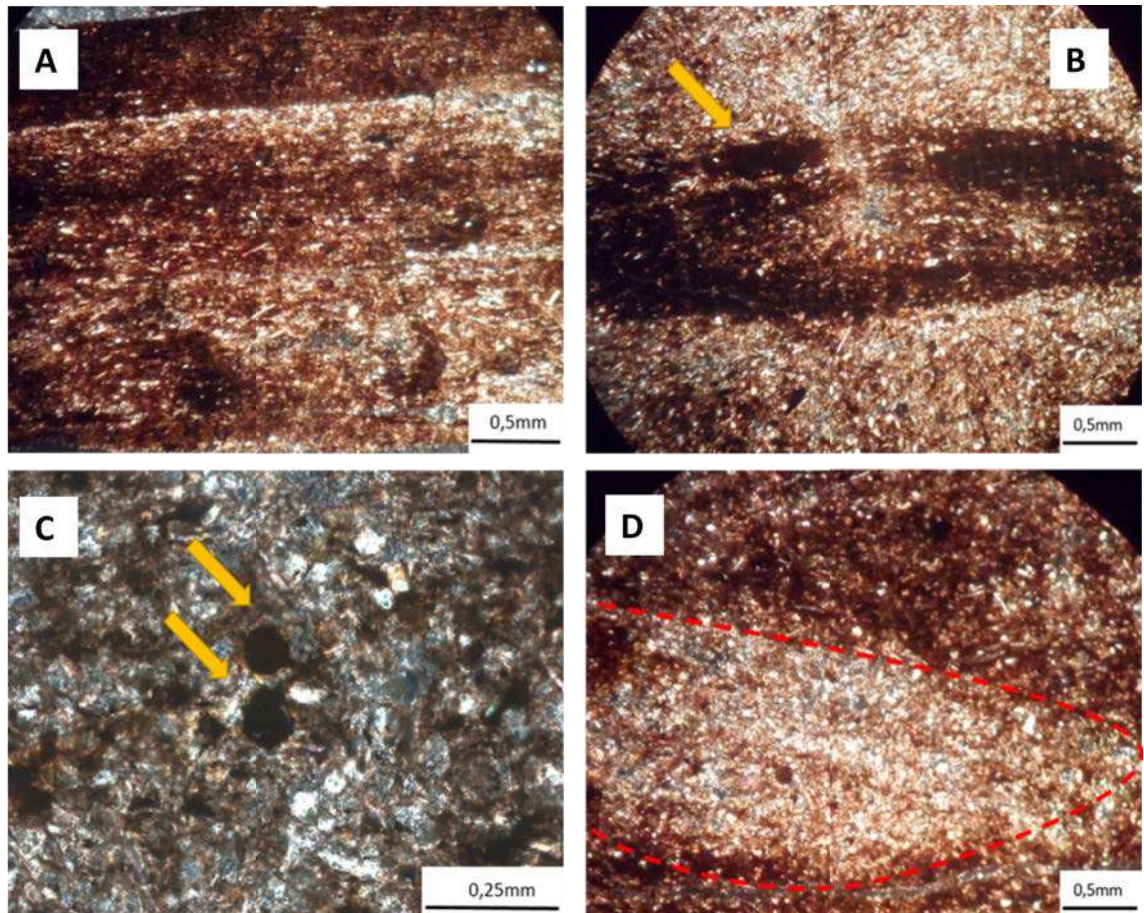
Fonte: a autora, 2017.

#### 4.1.2.3 LÂMINA PR-42,60

Siltito argiloso (43:56:1) de coloração marrom a preto com composição principal caracterizada por: quartzo (26%), argilominerais (20%) e micas (17%) e outros (37%) (Tabela 6). A rocha possui uma matriz síltica, intercalada a níveis argilosos, extremamente micáceo, apresentando microtrama caótica e intensamente bioturbada, possuindo ocorrência dos icnogêneros *Terebellina isp.* dentre outros. A rocha possui alguns níveis sílticos bem marcados, com formato de lentes e espessura de cerca de 1,5mm (Figura 14).

A rocha apresenta-se bioturbada, classificada como classe 3.

Figura 14– Fotomicrografia da lâmina PR- 42,60.



Legenda: A) Níveis sílticos (mais claros) e argilosos (mais escuros) intercalando-se (LT, NX, 5X); B) Microtrama caótica característica da rocha e presença do icnogênero *Terebellina isp.* destacado por seta amarela (LT, NX, 5X); C) Piritas framboidais de possível origem biogênica destacadas por setas amarelas (LT, NX, 20X); D) Lente síltica com cerca de 1mm, dentro de uma matriz argilosa, tendo sua forma frisada por linha tracejada de cor vermelha (LT, NX, 5X), amostra PR-42,60.

Fonte: a autora, 2017.

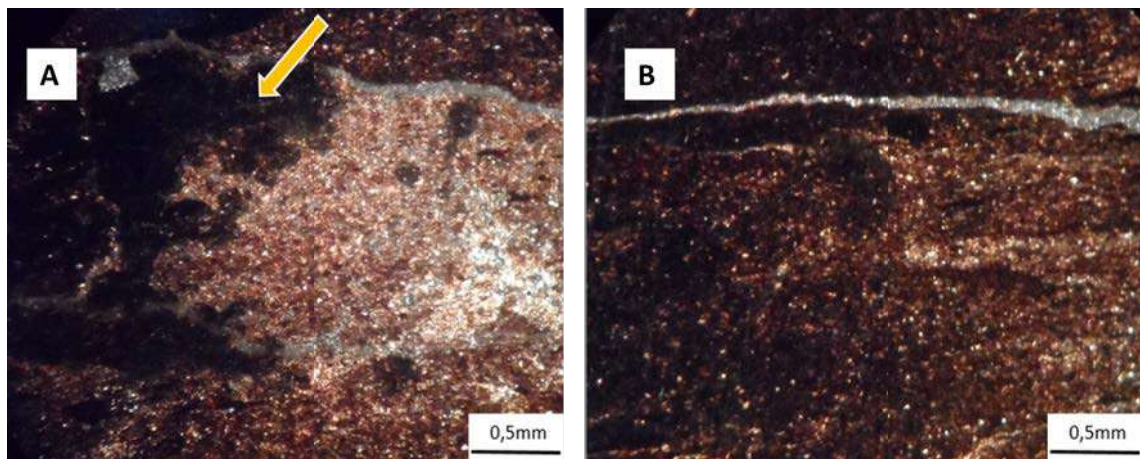
#### 4.1.2.4 LÂMINA PR-56,83

Argilito síltico (63:37:0) de coloração castanho escura a preto, tendo sua mineralogia definida por: quartzo (15%), argilominerais (33%), minerais opacos (28%), além de micas (20%) e outros minerais em quantidades não consideráveis (Tabela 6).

Apresenta microtrama pouco organizada, dividida em uma matriz argilosa maciça sem orientação preferencial, intercalada com finos níveis sílticos orientados, o icnogênero não foi identificado. A rocha registra bioturbação, sendo classificada como classe1 de bioturbação,

Por toda a lâmina, são observadas áreas com concentração de argila e matéria orgânica que constituem parte da estrutura do arcabouço. (Figura 15)

Figura 15 – Fotomicrografia da lâmina PR-56,83.



Legenda: A) Truncamento de camada síltica por bioturbação, indicada pela seta amarela (LT, NX, 5X); B) Matriz pouco orientada com concentração de argila e matéria orgânica (LT, NX, 5X), amostra PR-56,83.

Fonte: a autora, 2017.

#### 4.1.2.5 LÂMINA PR-80,84

Siltito argiloso (35:59:6) de coloração variando de marrom claro a escuro, possui como principais minerais constituintes quartzo (31%), argilominerais (19%), micas (21%), opacos (12%) e outros (Tabela 6).

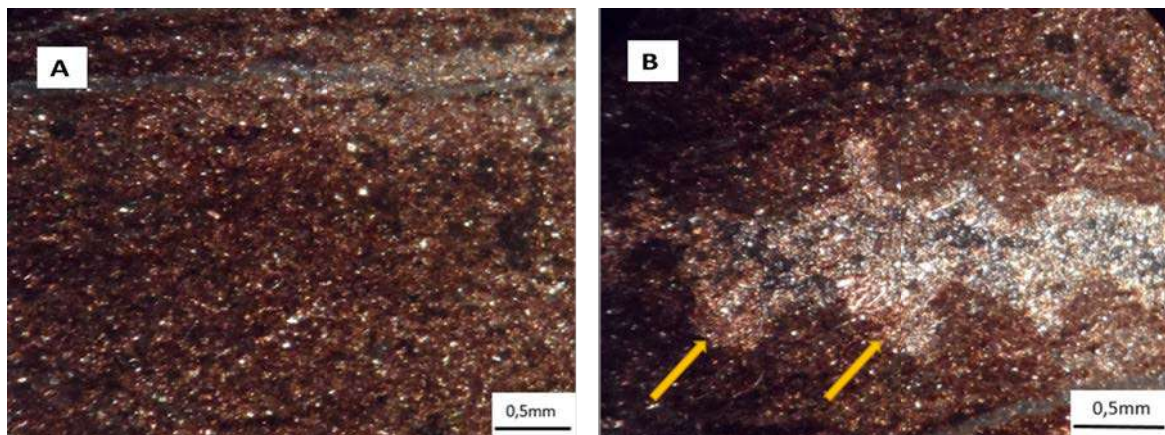


A rocha possui material argiloso com aspecto maciço, intercalado a lentes sílticas com laminações incipientes. Algumas lentes de argila diferem em sua tonalidade, sendo elas mais escuras.

A matriz argilosa apresenta algumas feições de forma alongada preenchidas por siltitos, posicionadas horizontal e verticalmente na rocha. A origem destas estruturas está possivelmente relacionada a atividades biogênicas (Figura 16).

A rocha apresenta bioturbação classe 2.

Figura 16 – Fotomicrografia da lâmina PR-80,84.



Legenda: A) Matriz argilosa com grandes quantidades de silte disperso (LT, NX, 5X); B) Estrutura caótica, preenchida por material síltico, associada à bioturbação (?). Setas indicam geometria complexa da parede da cavidade (LT, NX, 5X), amostra PR-80,84.

Fonte: a autora, 2017.

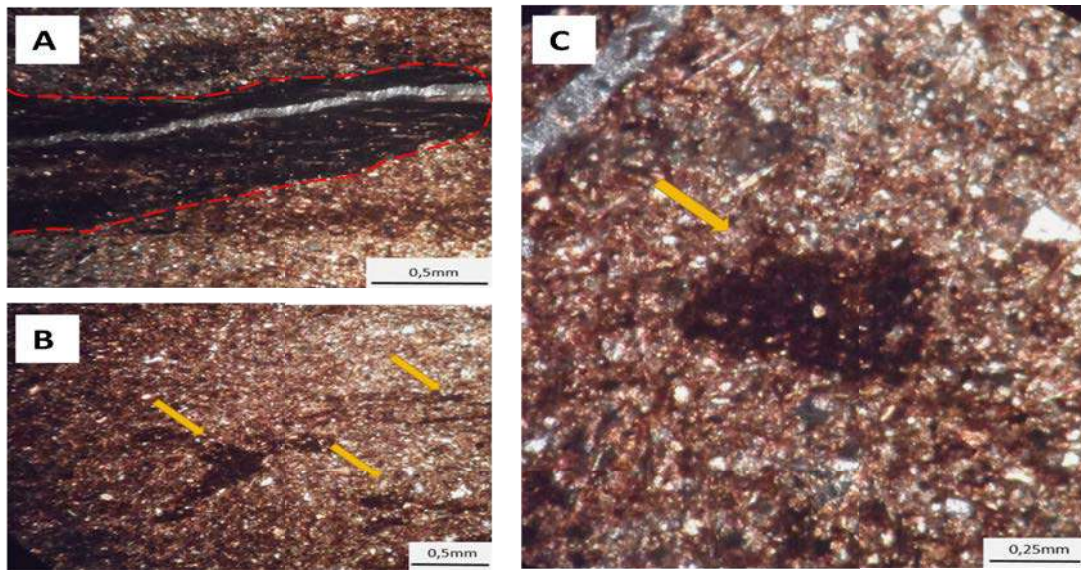
#### 4.1.2.6 LÂMINA PR-101,46

Siltito argiloso (29:67:4) com coloração castanho claro a preto, composta principalmente por quartzo (35%), argilominerais (20%) e grandes quantidades de micas (33%) presentes na amostra e outros (12%) (Tabela 6).

A rocha apresenta finas laminações com microtrama caótica causada por intensa bioturbação, com ocorrência dos icnogêneros *Helminthopsis isp*, *Zoophycos isp* e *Planolites isp*. O grau de orientação pode ser definido como moderado nos raros locais que não sofreram bioturbação. A matriz síltica possui muitos cristais de quartzo de granulometria muito fina dispersos pela amostra (Figura 17).

A rocha apresenta bioturbação classe 3.

Figura 17 – Fotomicrografia da lâmina PR-101,46.



Legenda: Fotomicrografia mostrando: A) Truncamento gerado através do icnogênero *Zoophycos isp.*, destacado por contorno vermelho tracejado (LT, NX, 5X); B) Presença dos icnogêneros *Helminthopsis isp.*, indicado por setas amarelas (LT, NX, 5X); C) Presença dos icnogêneros *Planolites isp.*, indicado por seta amarela (LT, NX, 10X), amostra PR-101,46.

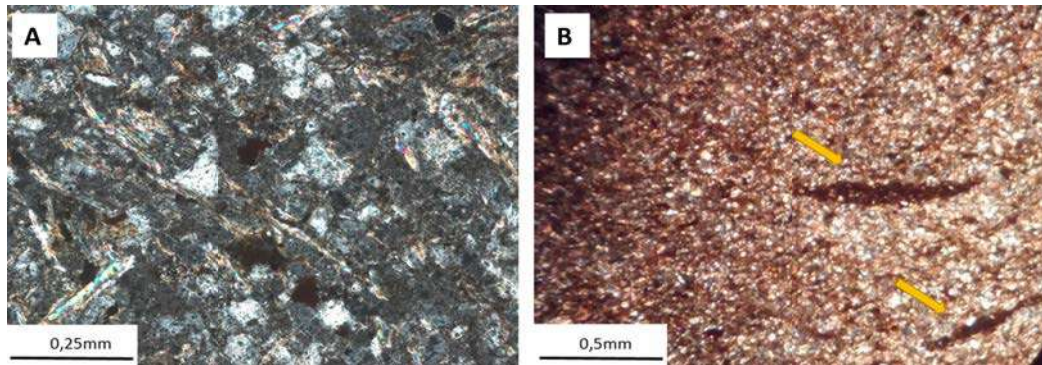
Fonte: A autora, 2017

#### 4.1.2.7 LÂMINA PR-101,55

Siltito argiloso (24:73:3) de coloração castanho claro a cinza, apresenta em sua composição quartzo (44%), argilominerais (19%), com grande quantidades de micas (27%) e outros (19%) (Tabela 6).

Apresenta-se pouco laminada, com trama extremamente caótica. Encontra-se moderadamente bioturbada, sendo identificado presença do icnogênero *Helminthopsis isp* com grau de bioturbação classe 2. (Figura 18). Possui grandes quantidades de material opaco não identificados.

Figura 18 – Fotomicrografia da lâmina PR-101,55.



Legenda: Fotomicrografia mostrando: A) Microtrama caótica característica da rocha (LT, NX, 20X); B) Presença do icnogênero *Helminthopsis*, destacado por setas, amostra PR-101,55.

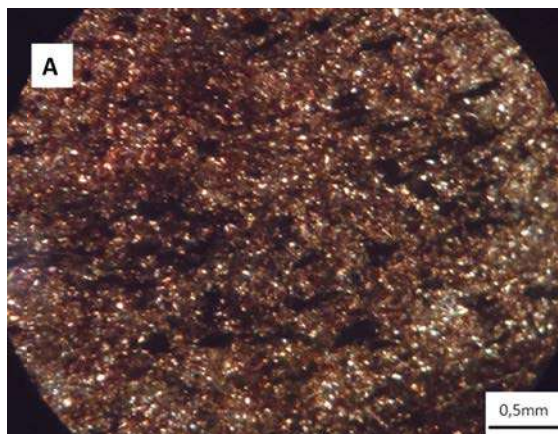
Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.2.8 LÂMINA PR-108,19

Siltito argiloso (40:58:2) de coloração marrom a preto com arcabouço mineral composto por: quartzo (29%), argilominerais (32%), micas (20%) e outros (19%) (Tabela 6). Apresenta intercalação entre uma matriz síltica mais clara, intercalada a lentes de argila mais escuras. A rocha tem laminações incipientes, porém em alguns pontos devido à bioturbação, as mesmas foram obliteradas, ocorrendo assim uma homogeneidade composicional do sedimento. A trama apresenta-se caótica (Figura 19).

Devido à moderada presença de microestruturas formadas por bioturbação, a rocha apresenta bioturbação classe 2.

Figura 19 – Fotomicrografia da lâmina PR-108,19.



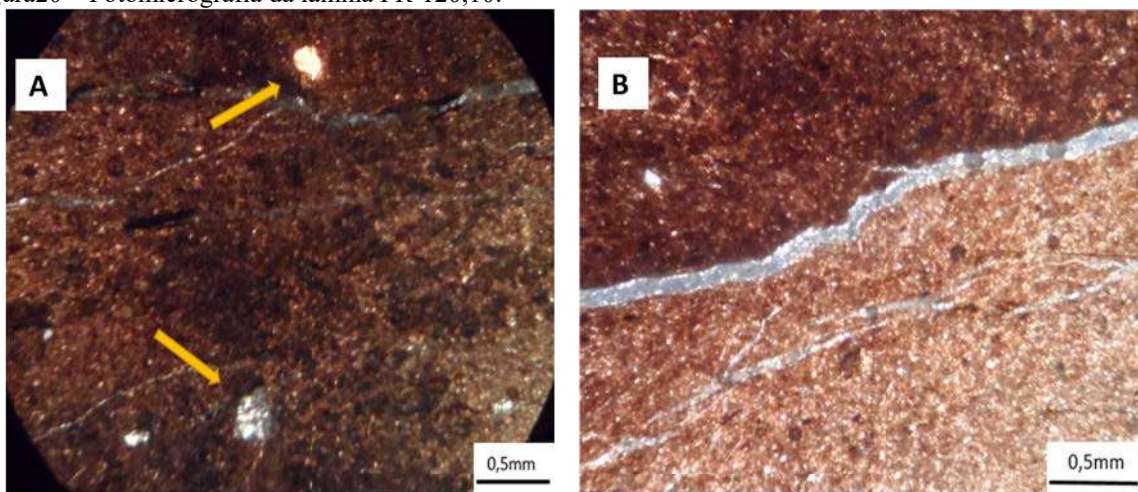
Legenda: Fotomicrografia mostrando: seção bioturbada, com misturas de sedimentos (LT, NX, 5X), amostra PR-108,19.

Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.2.9 LÂMINA PR-120,10

Agilito (81:10:9) apresentando quase unicamente níveis argilosos, com presença de algumas lentes sílticas. O arcabouço mineral é composto por: argilominerais (69%), micas (13%), quartzo (9%) e outros (9%) (Tabela 6). Pontualmente, podem ser encontrados dispersos pela matriz argilosa alguns grãos na fração areia. A rocha apresenta aspecto maciço sem bioturbação (classe 0), com presença de poucos corpos opacos alongados (Figura 20).

Figura 20 – Fotomicrografia da lâmina PR-120,10.



Legenda: Fotomicrografia mostrando: A) Cristais de quartzo, indicados por setas, dispersos em matriz argilosa (LT, NX, 5X); B) Contato entre porção mais síltica e nível argiloso (LT, NX, 5X), amostra MS-120,10.

Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.3 Microscopia Eletrônica de Varredura nos folhelhos do poço PALEOSUL 03-JA-PR

As análises realizadas em microscópio óptico indicaram que o folhelho do poço PALEOSUL 03-JA-PR é de coloração escura quase preta, apresentando granulação muito fina e homogênea. Através do MEV foi possível confirmar que este folhelho apresenta textura e granulometria muito homogênea.

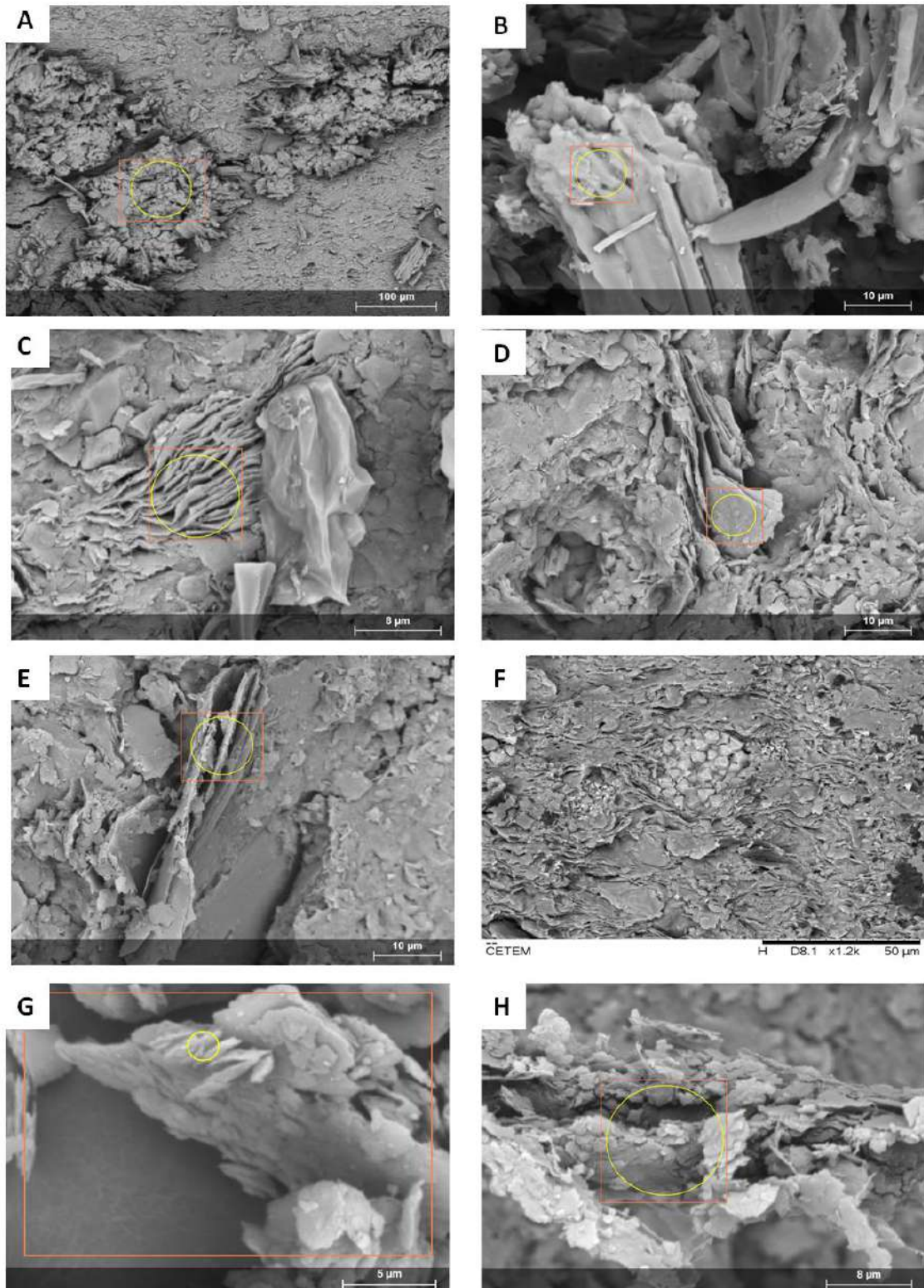
Os argilominerais interestratificados são de difícil reconhecimento sob o MEV, uma vez que geralmente só é possível detectar as bordas dos cristais neoformados. Assim, foi necessária a interpretação dos elementos químicos apresentados no EDS para uma possível identificação desses argilominerais.

A Figura 21-A a apresenta uma visão geral do folhelho na profundidade de 35,96 metros. A figura 21-B mostra com maior detalhe os possíveis interestratificados clorita/esmectita presentes na mesma profundidade.

O interestratificado illita/esmectita é caracterizado por palhetas com disposição paralela e bordas crenuladas e esgarçadas; presentes nas amostras profundidades 120,00; 108,10 e 66, 50 (Figura 21-C, D e E).

Na amostra de profundidade de 56,83 metros (Figura 21- F) ocorrem aglomerados de pirita bem cristalizados associados à argilominerais e alguns grãos detríticos de quartzo. A formação de pirita está associada provavelmente à atividade de bactérias anaeróbias que utilizam sulfato de água do mar ( $\text{SO}_4$ ) como fonte de oxigênio e gera sulfeto de hidrogênio como subproduto. Ainda foram observados na mesma profundidade cristais de caulinita (Figura 21-G) e matéria orgânica (Figura 21-H).

Figura 21– Imagens das amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Legenda: A) Visão geral do folhelho na profundidade de 56,83 m. B) Interestratificado clorita/esmectita 56,83 m. C) Interestratificado illita/esmectita, 120,00m. D) Interestratificado illita/esmectita, 108,10m. E) Interestratificado illita/esmectita, 66,50 m. F) Aglomerados de pirita 56,83m. G) Grão de caulinita, 56,83 m. H) Matéria Orgânica 56,83 m.

Fonte: A autora, 2017.

A composição química dos argilominerais determinada pelo EDS no poço PALEOSUL 03-JA-PR, apresentou elementos químicos associados à argilominerais interstratificados e também de outros minerais como: quartzo, feldspato, óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio, matéria orgânica e compostos químicos não cristalinos ou amorfos (SANTOS, 1989) (Tabela 8).

O conteúdo de Si presente em todas as amostras analisadas é devido a silicatos e a sílica livre. A sílica livre presente nos folhelhos é devida principalmente a quartzo macroscópico, que é um constituinte comum das rochas ígneas (SANTOS, 1989).

O alumínio existente nos folhelhos está em sua maior parte combinado com outros elementos químicos formando a caulinita. Na esmectita ocorre maior substituição de Al por Mg e Fe (SANTOS, 1989).

O titânio que é um elemento comum nos folhelhos foi observado nas profundidades de 56,83 e 66,50 metros.

A pirita é um mineral de ferro frequentemente encontrado nos folhelhos como foi observado na profundidade de 56,83 metros. Entretanto, o ferro também pode estar presente no retículo cristalino da illita (SANTOS, 1989).

A matéria orgânica presente na profundidade de 56,83 metros apresenta carbono (C) como o constituinte químico mais abundante seguido pelo oxigênio (O).

Tabela 8 – Composição dos argilominerais em função da porcentagem atômica das espécies, determinada pela técnica de EDS das amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR

PROF. (m)	O (%)	Mg (%)	C (%)	Si (%)	Al (%)	K (%)	Ti (%)	Fe (%)	S (%)
56,83 (A)	64,86	14,22	13,85	3,97	2,72	0,39	-	-	-
56,83 (B)	47,18	16,70	29,61	3,64	2,21	0,03	0,64	-	-
120,00 (C)	50,83	0,55	14,42	18,89	12,98	0,75	-	1,58	-
120,00 (D)	53,26	1,56	15,93	14,95	10,06	2,85	-	1,38	-
66,50 (E)	53,23	0,85	13,16	16,26	11,25	3,69	0,34	1,22	-
56,83 (F)	19,03	-	-	-	6,43	-	-	27,85	46,67
56,83 (G)	64,25	0,28	-	19,88	12,76	0,91	-	1,91	-
56,83 (H)	40,40	-	46,02	7,67	5,25	0,66	0,09	-	-

Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.4 Descrição petrográfica das amostras do Poço PALEOSUL 02-RV-MS

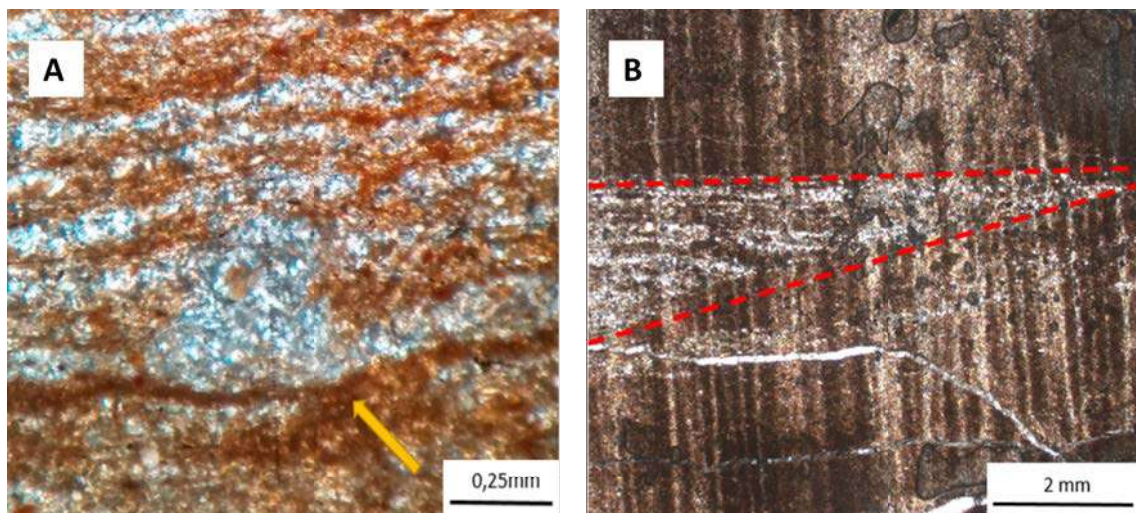
##### 4.1.4.1 LÂMINA MS-13,15

Argilito síltico (53:43:4), apresenta coloração marrom acastanhado, com mineralogia composta principalmente por argilominerais (37%), quartzo (27%) e micas (13%), possui também matéria orgânica e minerais opacos (23%) (Tabela 7).

Há três níveis distintos na descrição desta lâmina: o primeiro possui matriz argilosa com cristais de silte fino a médio dispersos, além de uma pequena faixa de siltito muito fino a fino de cerca de 0,4 mm paralela a laminação. Já o segundo intervalo se caracteriza por um nível síltico bem orientado, apresentando intercalações de siltito médio a grosso com finas faixas de siltito muito fino - este é o único nível, onde podem ser detectados poucos grãos de areia muito fina (3,43%) e poros (2,68%). A camada de siltito encontra-se truncada pela matriz lamosa, desfazendo assim sua continuidade lateral e isso ocorre, provavelmente, por bioturbação. Na base deste nível foram definidas estruturas geradas através de processos de sobrecarga. O último nível é definido por uma matriz argilo-siltosa, com lentes sílticas dispersas, revelando trama mineral bem orientada, porém em algumas pequenas porções, a mesma acabou por ser obliterada por bioturbações do icnogênero *Planolites isp.* (Figura 22)

A rocha apresentou bioturbação classe 2.

Figura 22– Fotomicrografia da lâmina MS-13,15.



Legenda:- Fotomicrografias mostrando:A) nível síltico bem orientado, apresentando intercalações de siltito médio a grosso, com finas faixas de siltito muito fino e ocorrência do icnogênero *Planolites isp* (LT, NX, 10X); B) Camada de siltito truncada pela matriz lamosa, provavelmente por provocado por bioturbação (LT, NX, 2,5X), amostra MS-13,15.

Fonte: A autora, 2017.



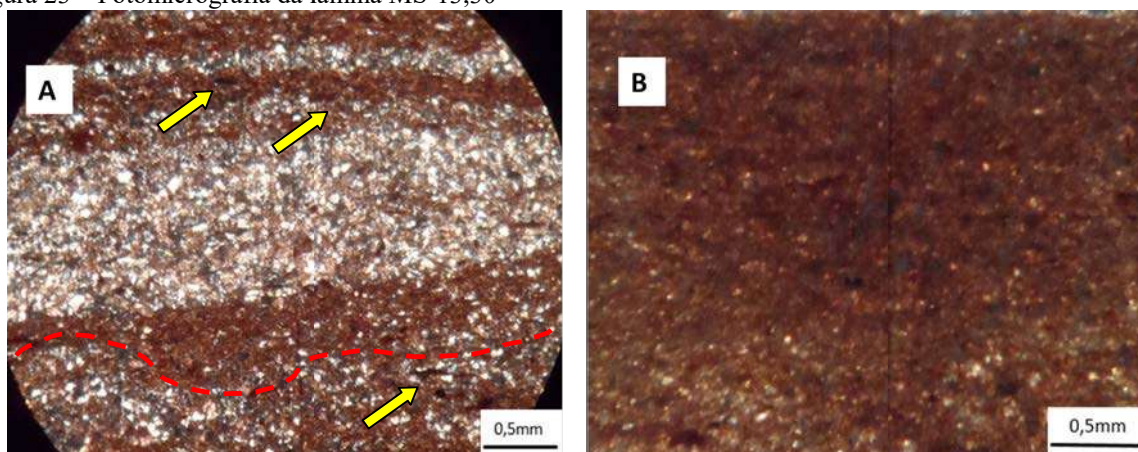
#### 4.1.4.2 LÂMINA MS-13,30

Siltito argiloso (32:63:5) de coloração marrom, possui composição mineralógica principal formada por: argilominerais (29%), quartzo (30%), micas (11%) e outros (30%) (Tabela 7).

A análise registra no primeiro nível definido, nesta lâmina, uma banda de aproximadamente 1 mm de silte grosso, contendo grãos de areia muito fina (5,26%) e a microtrama deste material revela-se desorientada, apresentando minerais opacos (4,21%), possivelmente óxidos e algumas pirritas framboidais. Um pouco abaixo deste nível siltico, pode-se observar um material de granulometria silte médio, intercalado com silte fino, que possivelmente resulta de uma estrutura de carga, durante fase subaquosa da sedimentação. No nível seguinte, aparecem grãos de silte fino a médio, disperso em matriz lamosa, onde se observa uma pequena orientação dos filossilicatos. O último nível caracterizado na lâmina consiste em material argiloso, formando uma massa lamítica.

Nos contatos entre os limites dos níveis definidos, nesta lâmina, é possível delimitar superfícies com possível estrutura de sobrecarga. Também são identificados icnogêneros *Planolites isp* e *Terebellina isp*. A rocha apresenta bioturbação classe 1 (Figura 23).

Figura 23 – Fotomicrografia da lâmina MS-13,30



Legenda: Fotomicrografias mostrando: A) Nível siltico intercalado à argila, com possível estrutura de sobrecarga (linha vermelha) e icnogêneros *Planolites isp* e *Terebellina isp*. (setas amarelas) (LT, NX, 5X); B) Presença de matriz argilosa homogênea (LT, NX, 5X), amostra MS-13,30.

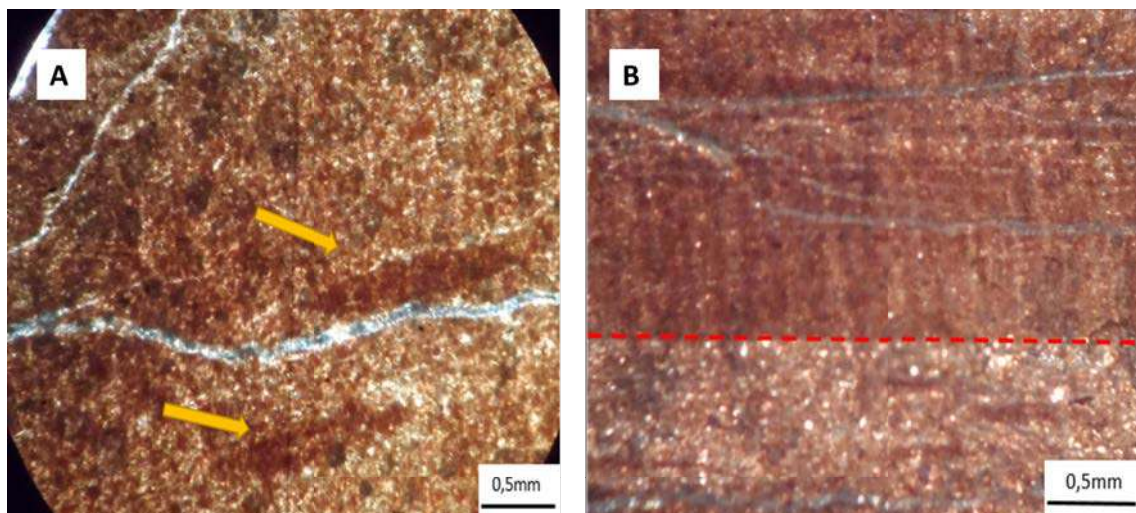
Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.4.3 LÂMINA MS-13,95

Siltito argiloso (42:55:3) de coloração marrom claro a escuro, composta primordialmente por argilominerais (35%), quartzo (30%), micas (8%) e outros (27%) (Tabela 7).

A rocha apresenta na parte superior, intercalações entre uma camada argilosa com grãos de siltito, dispersos por toda matriz (aprox. 1 mm), com uma camada siltica, variando de silte fino a médio, com 0,4mm de espessura. Após esta intercalação, encontra-se um nível siltico-argiloso, muito bem laminado, possuindo maiores quantidades de micas. Pode-se observar, na base deste nível, uma superfície com o contato entre dois níveis bem marcado no intervalo da sedimentação. E por último caracteriza-se um nível argilo-siltoso laminado, onde se identifica uma diferença de coloração entre as áreas da rocha, por maior concentração de argilominerais dentro da cavidade preenchida, devido à ocorrência do icnogênero *Helminthopsis isp.* A rocha apresenta bioturbação classe 1 (Figura 24).

Figura 24 – Fotomicrografia da lâmina MS-13,95.



Legenda: Fotomicrografia mostrando: A) Presença do icnogênero *Helminthopsis isp.*, indicado por setas amarelas (LT, NX, 5X); B) Superfície erosional muito bem marcada no contato entre as camadas argilosas e silticas (LT, NX, 5X), amostra MS-13,95.

Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.4.4 LÂMINA MS-15,30

Argilito siltico (73:27:0) maciço, pouco orientado, intercalado por finas lentes de siltitos finos, com cerca de 0,2mm de largura. Apresenta finas laminações, caracterizando-se como a única amostra sem bioturbações. (Não foi possível a obtenção de figuras devido à má qualidade da lâmina).

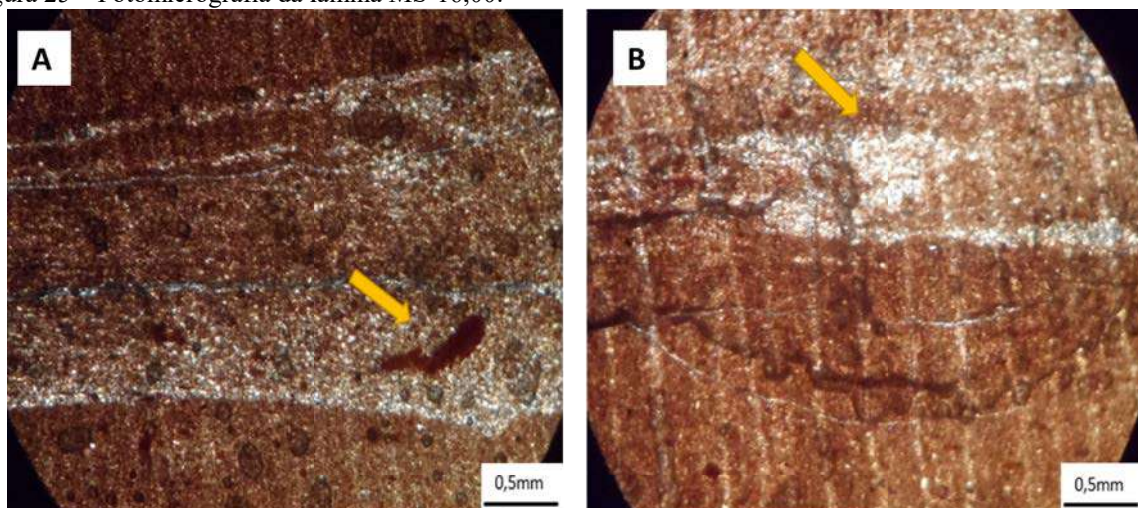
#### 4.1.4.5 LÂMINA MS-16,00

Siltito argiloso (56:43:1) com coloração marrom a marrom escuro, tendo sua composição mineralógica composta de forma simplificada por: argilominerais (53%), quartzo (25%), micas (7%) e outros (15%) (Tabela 7).

Apresenta intercalações milimétricas de argilito com siltito, em alguns casos, neste contato, entre os níveis podem ser observadas estruturas de carga, definindo assim sedimentação em ambiente subaquoso.

Os níveis argilosos presentes estão dispostos com duas colorações distintas, sendo a mais escura relacionada à bioturbação. Estão presentes os icnogêneros *Helminthopsis* e *Planolites isp*. A rocha apresenta bioturbação classe 1 (Figura 25).

Figura 25 – Fotomicrografia da lâmina MS-16,00.



Legenda: Fotomicrografia mostrando: A) Intercalação entre nível siltico e argiloso, presença de icnogênero *Helminthopsis*, indicado por seta amarela (LT, NX, 5X); B) Seta amarela indicando ocorrência do icnogênero *Planolites isp* (LT, NX, 5X), amostra MS-16,00.

Fonte: A autora, 2017.

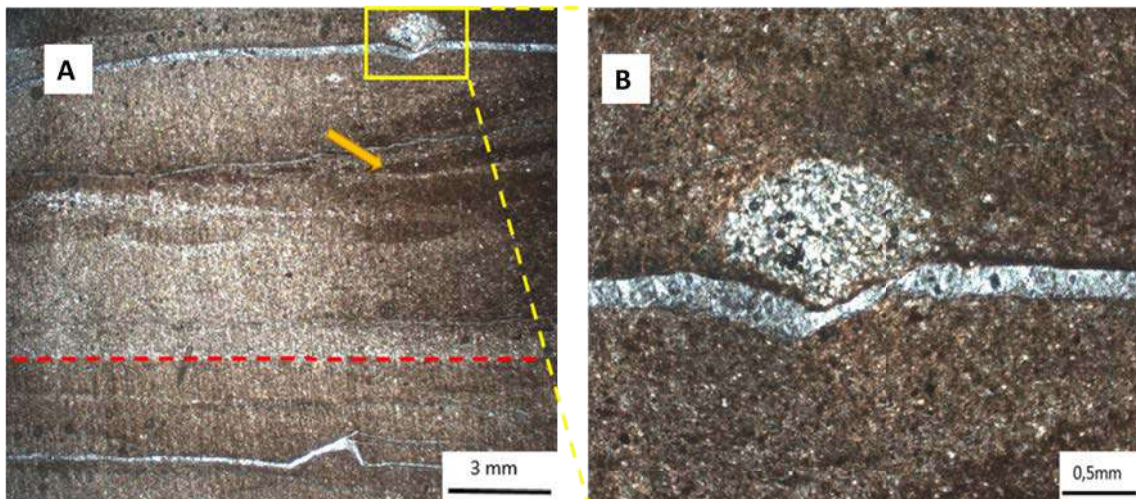
#### 4.1.4.6 LÂMINA MS-22,75

Siltito argiloso (38:59:3) de coloração marrom acinzentada, é primordialmente composta por: quartzo (36%), argilominerais (28%), micas (19%) e outros (17%) (Tabela 7).

Apresenta níveis sílticos com grandes quantidades de argila, possui trama bem orientada, porém, em alguns locais, aparece obliterada por bioturbação, com destaque para as ocorrências do icnogênero *Zoophycos isp.* Em níveis mais argilosos, os materiais de granulometria silte se dispõem como elipses, sendo possível em alguns casos a identificação do icnogênero *Planolites isp.* Pode-se observar que, a separação entre os níveis encontra-se bem marcada por superfície erosiva.

A rocha, com alto grau de bioturbação, é classificada como classe 3 (Figura 26).

Figura 26 – Fotomicrografia da lâmina MS-22,75.



Legenda: Fotomicrografia mostrando: A) Visão geral da lâmina, sendo destacado presença de icnogêneros *Planolites isp.* pelo entorno amarelo. A seta amarela indica o icnogênero *Zoophycos isp.* gerando truncamento entre as camadas. Além disso, a superfície erosional encontra-se definida pela linha tracejada em vermelho (LT, NX, 1,25X); B) Destaque ao icnogênero *Planolites isp.* (LT, NX, 5X), amostra MS-22,75.

Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.4.7 LÂMINA MS-33,90

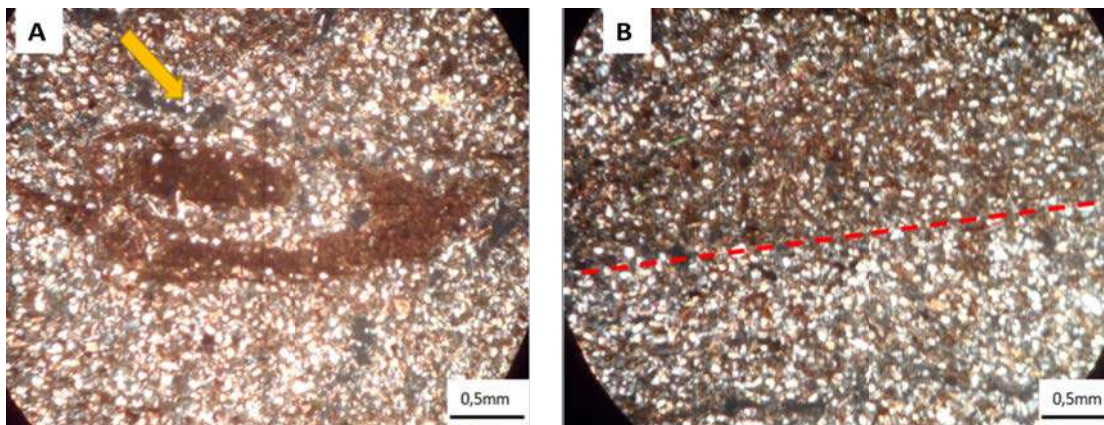
Siltito arenoso (15:60:25) de coloração acinzentada, constituída por argilominerais e quartzo, além de algumas massas argilosas semelhante a pelotas, as quais foram vistas

dispersas de forma aleatória pela rocha. Esta rocha apresenta uma maior granulometria e porosidade mais alta.

A rocha apresenta, em sua maior parte, um arcabouço composto por quartzo (44%), argilominerais (20%), micas (17%) e outros (19%) (Tabela 7). Em alguns pontos pode ser observada a presença de matriz argilosa, em meio ao arcabouço. Nota-se que a forma a qual esta se comporta é semelhante a uma lente associada à bioturbação associada ao icnogênero *Terebellina isp.* Nos locais onde é observada a matriz mais argilosa, pode ser visto uma maior quantidade de minerais opacos (7%), além de um rearranjo dos minerais, o que poderia ser explicado com uma bioturbação com piritização. Nos pontos, onde não é observada a matriz argilosa, a rocha encontra-se bastante porosa (8%).

Em um contexto geral, a rocha possui uma trama bastante caótica. Com bioturbação classe 3 (Figura 27).

Figura 27 – Fotomicrografia da lâmina MS-33,90.



Legenda: Fotomicrografia mostrando: A) Presença de icnogênero *Terebellina isp.* indicado por seta (LT, NX, 5X); B) Presença de matriz lamítica em meio ao arcabouço (LT, NX, 5X), amostra MS-33,90.  
Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.4.8 LÂMINA MS-36,00

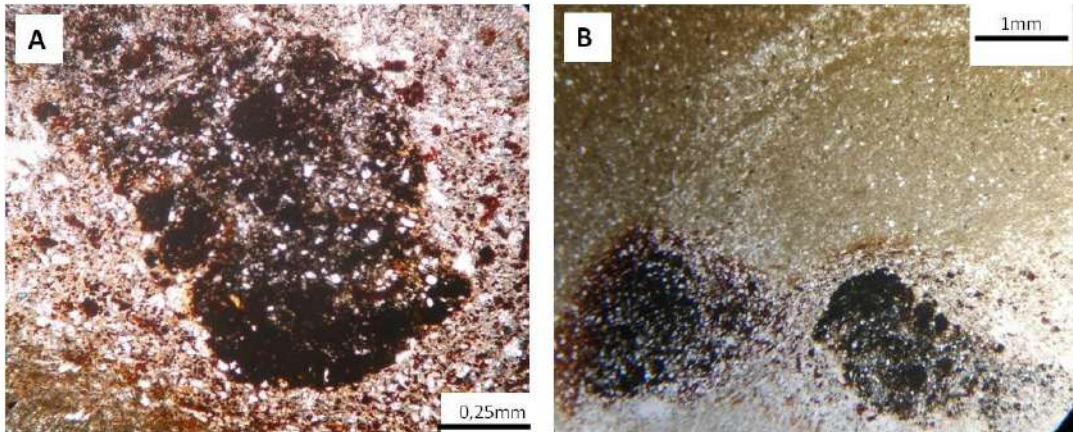
Siltito arenoso (5:85:15) de coloração acinzentada, constituída por quartzo (65%), micas (20%), argilominerais (10%) e feldspatos (5%).

Apresenta níveis sílticos e de areia muito fina sem indícios de microestruturas. É caracterizado por um aumento no índice de bioturbação e incremento de icnogêneros em relação às demais amostras. Nos locais onde são observados icnofósseis do icnogênero

*Planolites isp.*, nota-se uma maior concentração de óxido de ferro (cor castanho avermelhada). Alguns icnofósseis apresentam-se parcialmente substituídos. Devido ao maior teor de siltito e areia, a rocha apresenta uma porosidade mais elevada.

Em um contexto geral, a rocha tem trama caótica e apresenta bioturbação classe 3 (Figura 28).

Figura 28 – Fotomicrografia da lâmina MS-36,00.



Legenda: Fotomicrografias A e B) siltito arenoso com presença de icnogênero *Planolites isp.*, (LT, NX, 20X) amostra MS-36,00.

Fonte: A autora, 2017.

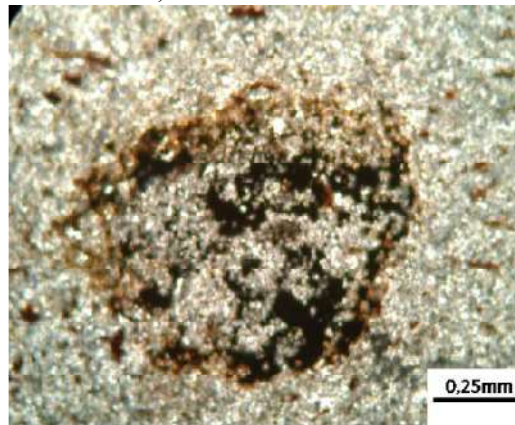
#### 4.1.4.9 LÂMINA MS-39,60

Siltito arenoso (5:80:15) de coloração acinzentada, o arcabouço é fundamentalmente constituído por quartzo (55%), micas (20%), argilominerais (10%), feldspatos (5%) e outros (10%) (Tabela 7).

O siltito apresenta aspecto maciço com algumas microestruturas originadas por bioturbação. O icnogênero *Planolites isp.* apresenta cor vermelho acastanhada devido à presença de óxido de ferro. A rocha apresenta uma porosidade mais elevada (Figura 29).

A classe de bioturbação característica da rocha é a 2.

Figura 29 – Fotomicrografia da lâmina MS-39,60.



Legenda: Fotomicrografia siltito arenoso com presença de icnogênero *Planolites isp.* (LT, N//, 20X) amostra MS-39,60.

Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.4.10 LÂMINA MS-43,50

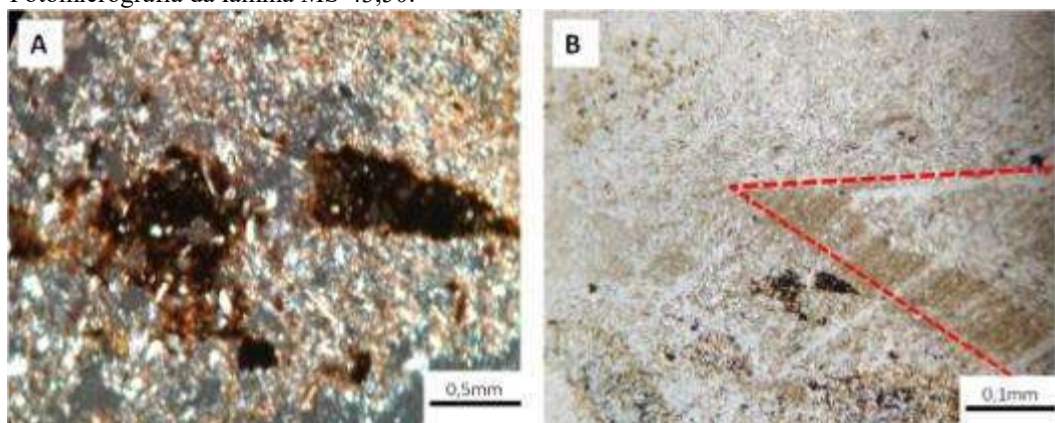
Siltito arenoso (5:85:10) de coloração marrom acinzentada, o arcabouço é primordialmente composto por: quartzo (60%), micas (22%), argilominerais (10%), e feldspatos (3%) e outros minerais.

Apresenta níveis sílticos com pouca quantidade de argila com maior porosidade. Possui trama sem orientação obliterada por bioturbação, merecendo destaque as ocorrências do icnogênero *Zoophycos isp.* com a presença de óxido de ferro (Figura 30 A).

A camada de siltito encontra-se truncada e isso ocorre, provavelmente, por bioturbação (Figura 30 B).

Em um contexto geral, a rocha tem trama maciça e apresenta bioturbação classe 2.

Figura 30 – Fotomicrografia da lâmina MS-43,50.



Legenda: Fotomicrografias A) siltito arenoso com presença de icnogênero *Zoophycos isp.* (LT, NX, 20X);(B) trama sem orientação obliterada por bioturbação (LT, N//, 20X); amostra MS-43,50.

Fonte: A autora, 2017.

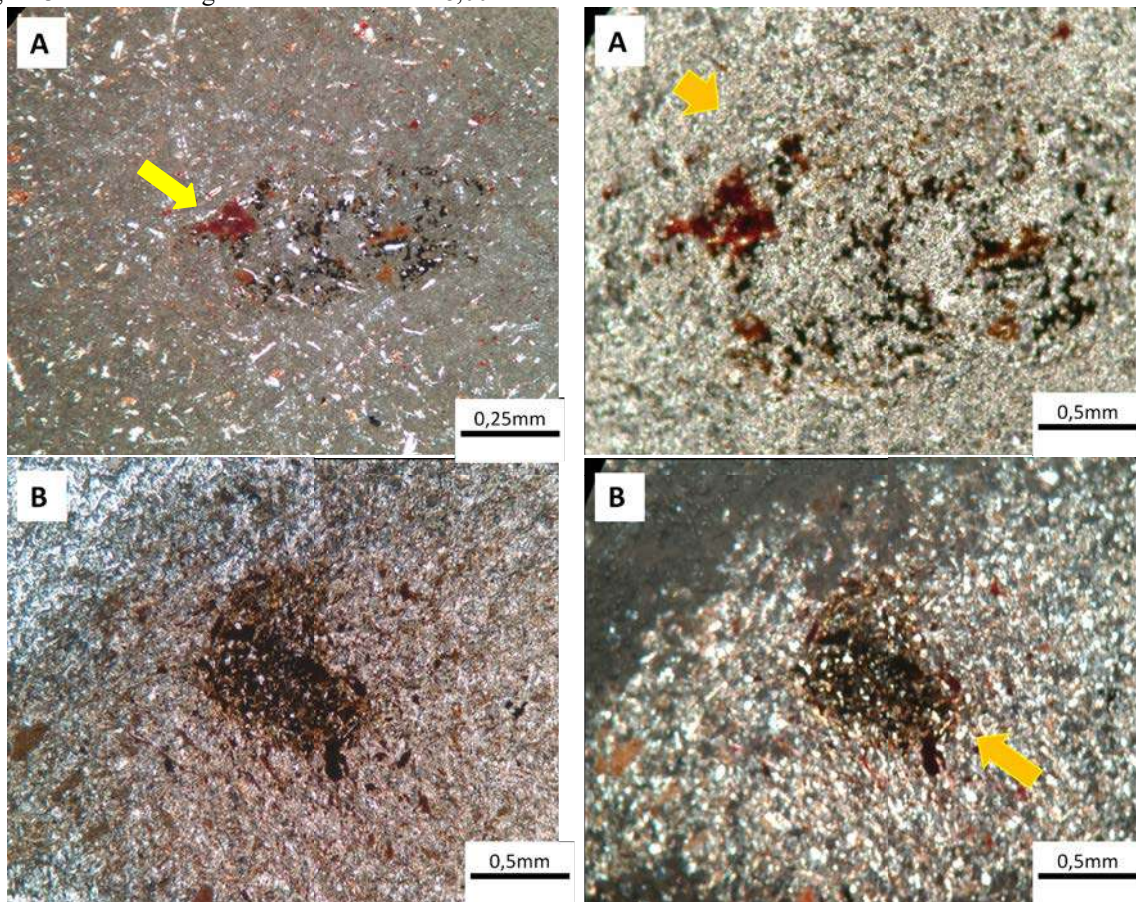
#### 4.1.4.11 LÂMINA MS-48,00

Siltito arenoso (5:80:15) de coloração acinzentada, primordialmente composto por: quartzo (60%), micas (20%), argilominerais (10%) e feldspatos (5%) e outros minerais (5%) (Tabela 7).

Apresenta níveis sílticos com grandes quantidades de grãos de granulometria muito fina, possui trama sem orientação, porém, em alguns locais, apresenta ocorrências de icnito do icnogênero *Planolites isp.*, com cor castanho avermelhado associado à presença de óxido de ferro. Apresenta alta porosidade (Figura 31).

A rocha apresenta bioturbação classe 1.

Figura 31– Fotomicrografia da lâmina MS-48,00.



Legenda: Fotomicrografias A e B) siltito arenoso com presença de icnogênero *Planolites isp.* .(LT, NX, 20X) amostra MS-48,00 A e B.

Fonte: A autora, 2017.



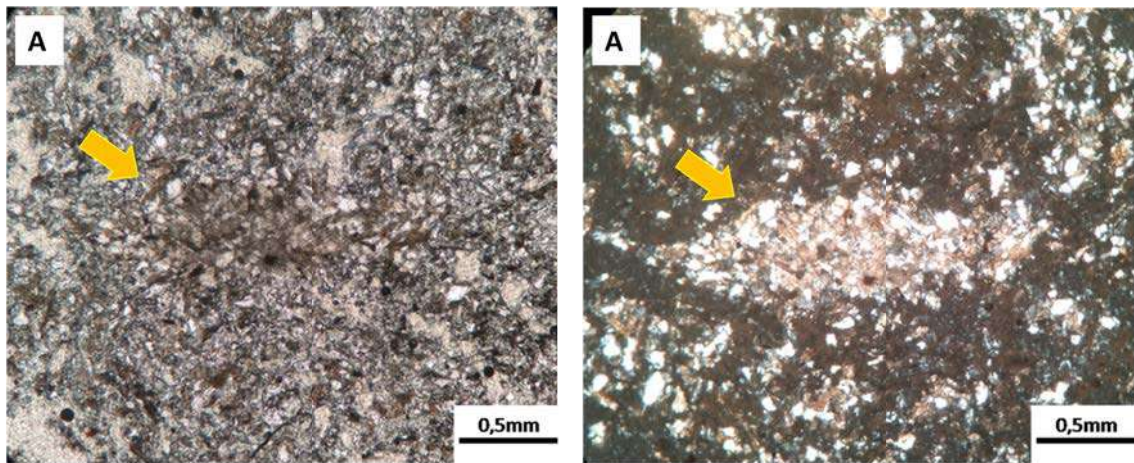
#### 4.1.4.12 LÂMINA MS-51,80

Siltito arenoso pouco argiloso (38:59:3) de coloração marrom acinzentada, primordialmente composto por: quartzo (65%), micas (20%), argilominerais (10%) e feldspatos (5%) (Tabela 7).

Apresenta níveis sílticos com pouca quantidade de argila (10%) e alta porosidade, possui trama sem orientação, com atividades biogênicas, com destaque para as ocorrências de icnofósseis do icnogênero *Zoophycos isp.* alterados com óxido de ferro (Figura 32).

Em um contexto geral, a rocha possui uma trama caótica e apresenta bioturbação classe 2.

Figura 32 Fotomicrografia da lâmina MS-51,80.



Legenda: Fotomicrografia siltito arenoso com presença de icnogênero *Zoophycos isp.*, (LT, N//, NX, 20X) amostra MS-51,80.

Fonte: A autora, 2017.

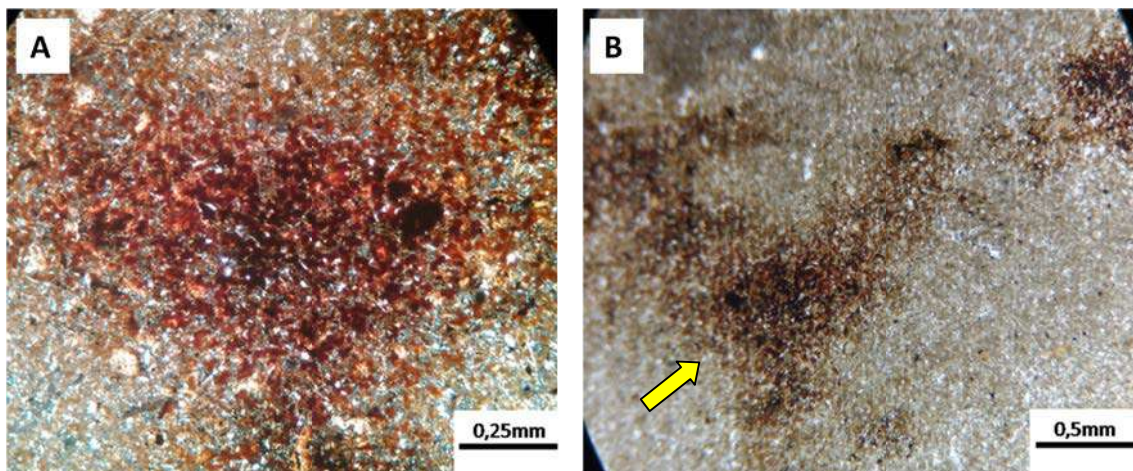
#### 4.1.4.13 LÂMINA MS-56,15

Siltito arenoso (5:80:15) de coloração acinzentada, com o arcabouço composto essencialmente por: quartzo (70%), micas (15%), argilominerais (5%) e feldspatos (5%) e outros.

Apresenta níveis silticos com grandes quantidades de grãos com granulometria muito fina (80%), possui trama sem orientação, porém, em alguns locais, apresenta bioturbação com destaque às ocorrências do icnogênero *Planolites isp.* com cor castanho avermelhado, associado à presença de óxido de ferro. Devido ao maior teor de siltito e areia, a rocha apresenta uma porosidade mais elevada (Figura 33).

A rocha apresenta um aspecto maciço com classe de bioturbação 1.

Figura 33– Fotomicrografia da lâmina MS-56,15.



Legenda: Fotomicrografias A e B) siltito arenoso com presença de icnogênero *Planolites isp.*, A (LT, NX, 20X); B(LT, N//, 10X) amostra MS-56,15.  
Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.4.14 LÂMINA MS-59,75

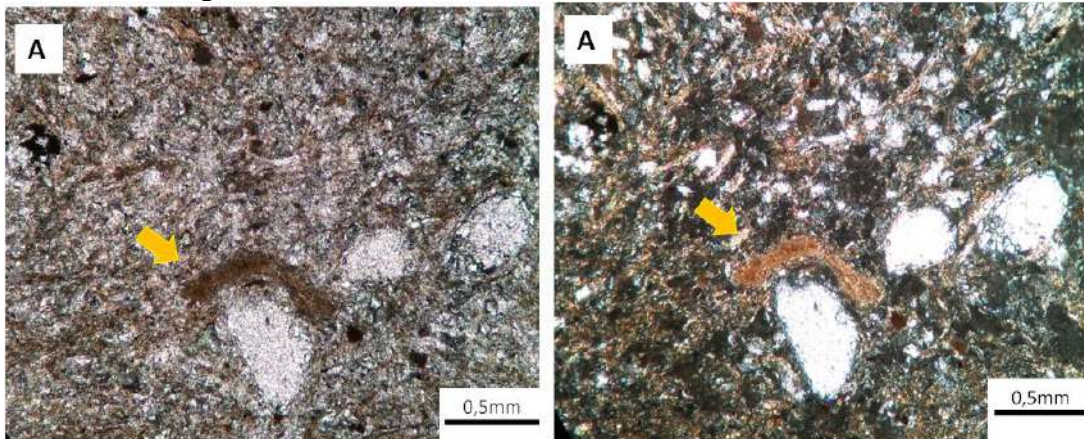
Siltito arenoso (20:55:25) de coloração marrom acinzentada, primordialmente composto por: quartzo (50%), micas (20%), argilominerais (15%) e feldspatos (5%) e outros (10%) (Tabela 7).

A rocha apresenta níveis de silte a areia muito fina e alguns grãos de quartzo na granulometria areia média dispersos no arcabouço mais argiloso (20%). Apresenta uma porosidade mais baixa devido à maior presença de argila. A trama é caótica, com bioturbação característica do icnogênero *Zoophycos isp.*

O icnogênero *Zoophycos isp* apresenta-se acima de um grão de quartzo, com cor castanho avermelhado associado à presença de óxido de ferro (Figura 34).

A rocha é classificada como classe 2 de bioturbação (Figura 34).

Figura 34– Fotomicrografia da lâmina MS-59,75.



Legenda: Fotomicrografia siltito arenoso com presença de icnogênero *Zoophycos isp.*, acima do grão de quartzo (LT, N//, NX, 20X) amostra MS-59,75.

Fonte: A autora, 2017.

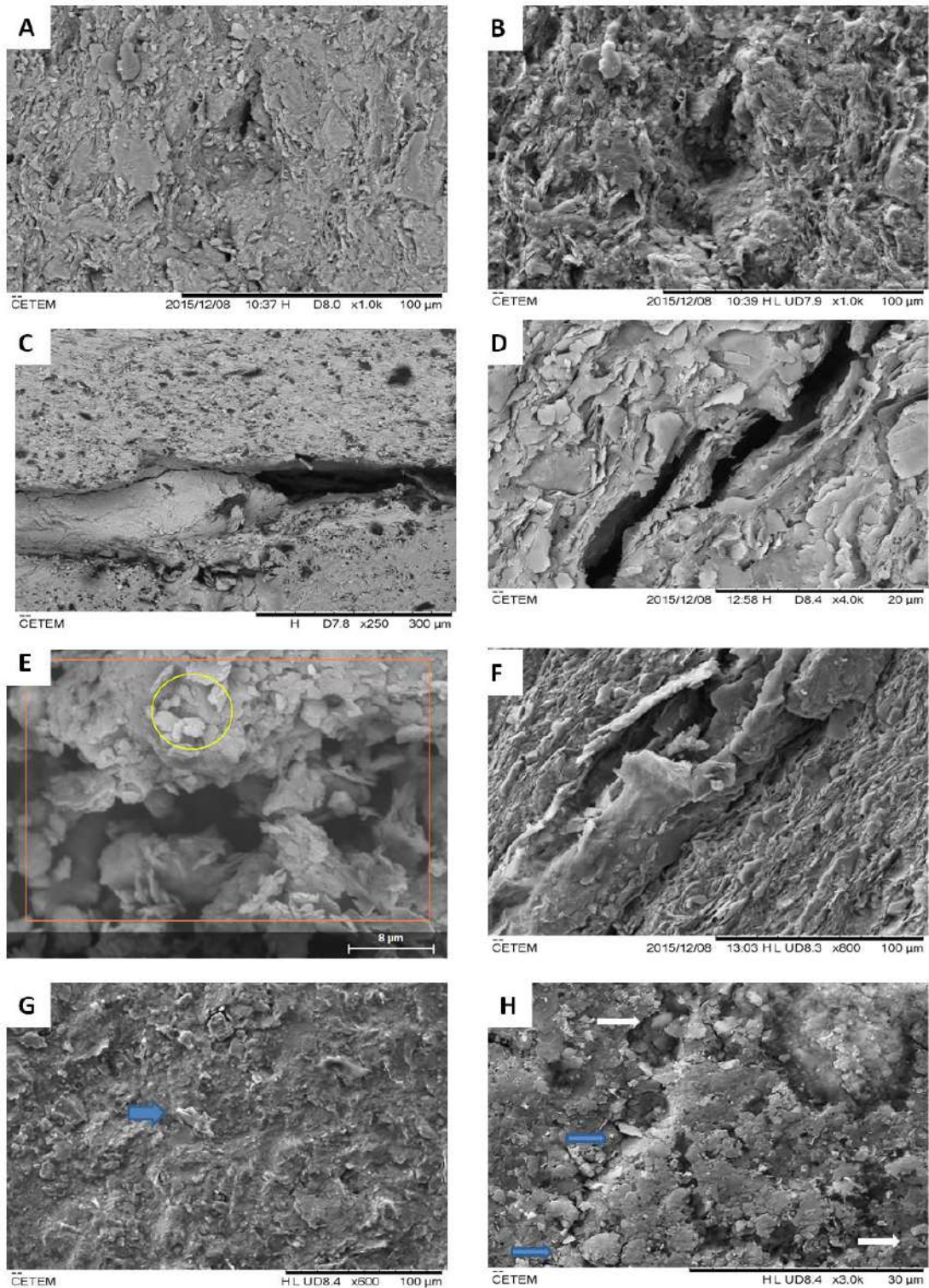
#### 4.1.5 Microscopia Eletrônica de Varredura nos folhelhos do poço PALEOSUL 02-RV-MS

As análises dos folhelhos do poço PALEOSUL 02-RV-MS realizadas no MEV indicaram que o material apresenta orientação preferencial de alguns minerais, principalmente os filossilicatos. A tendência à orientação preferencial dos minerais é alterada pelo crescimento de minerais autigênicos e microporos. Foi constatada também a presença de microfraturas preenchidas com um material mais síltico e não preenchidas.

Na amostra da profundidade de 13,15m foi observado um microporo sem conexão com outros poros (Figuras 35-A e B) e na matriz da rocha presença de silício, alumínio, magnésio, ferro, carbono, oxigênio e potássio identificados no EDS (Tabela 9).

As Figuras 35-C e D das amostras da profundidade de 22,75m indicam em detalhe uma microfratura parcialmente preenchida. O EDS mostrou distinção entre o material presente na matriz da rocha onde se detectaram carbono, oxigênio e alumínio; e o que preenche a microfratura composto por silício, oxigênio, alumínio, potássio, carbono, ferro e magnésio (Tabela 9). O alto teor de carbono na amostra provavelmente está associado à existência de matéria orgânica do folhelho. Na mesma profundidade ocorrem fraturas não preenchidas (Figura35-H). As figuras 35-E mostra a vermiculita entre cristais de illita na amostra da profundidade de 22,75 m. O EDS mostra o elemento nióbio associado com a vermiculita (Tabela 9). A Figura 35-F- indica possíveis cristais de illita na amostra da profundidade de 22,75 m. A figura 35-G mostra uma vista geral da amostra na profundidade de 16,00, onde foram identificadas as existências de illita e quartzo em toda a superfície.

Figura 35 – Imagens das amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS.



Legenda: A e B) Microporo sem conexão com outros poros, na profundidade de 13,15m. (C) Microfratura parcialmente preenchida na profundidade de 22,75m. (D) Microfratura parcialmente preenchida na profundidade de 22,75m. E) Possível cristal de Vermiculita na profundidade de 22,75m, F) Possíveis cristais de Illita na profundidade de 14,00m. G) Vista geral da rocha na profundidade de 16,00m, onde foram identificadas as existências de muscovita (seta azul) e quartzo (seta branca) na profundidade de 14,00m. H) Fraturas não preenchidas na profundidade de 22,75m..

Fonte: A autora, 2017.

Tabela 9 – Composição dos argilominerais em função da porcentagem atômica das espécies, determinada pela técnica de EDS das amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS.

PROF. (m)	O (%)	Mg (%)	C (%)	Si (%)	Al (%)	K (%)	Zi (%)	Fe (%)	Nb (%)
13,15 (A / B)	60,88	1,13	9,99	15,34	9,87	1,37		1,42	
22,75 (C)	50,18	0,95	20,67	0,40	9,99	1,48		1,78	-
22,75 (D)	27,92	-	70,93	-	1,15	-		-	
22,75 (E)	54,11	-	-	17,31	15,19	4,88		-	8,47
14,00 (F)	65,59	-	-	14,37	12,34	4,09		1,23	2,39
16,00 (G)	63,47		12,99	9,43	5,92	1,46	1,79		4,99

Fonte: A autora, 2017.

#### 4.1.6 SÍNTESE DAS MICROFÁCIES

A partir das análises petrográficas realizadas com as amostras dos poços PALEOSUL 03-JA-PR e PALEOSUL 02-RV-MS, as fácies foram divididas em dois grupos: um mais síltico argiloso comum aos dois poços e um mais síltico arenoso relacionado às rochas mais basais do poço PALEOSUL 02-RV-MS.

Foram identificadas cinco microfácies com base no teor de argila, silte, areia, componentes do arcabouço, icnogêneros, classe de bioturbação, ausência ou presença de laminação, presença de matéria orgânica e interpretação dos resultados em termos de profundidade da coluna de água e ambientes deposicionais.

A microfácies F1 é caracterizada por folhelho argilo-síltico, finamente laminado e bem orientado. Apresenta-se pouco bioturbado e possuindo altos teores de matéria orgânica. Está relacionada a um ambiente marinho relativamente profundo, com anoxia e baixa atividade de organismos. Ocorre oscilação de processos decantativos, com fluxos turbulentos de baixa densidade. Essa fácies é característica das amostras JA-30,50, JA-35,90 e JA-56,83 do poço PALEOSUL 03-JA-PR e MS-13,15, MS-13,30, MS-13,95 e MS-15,30 do poço PALEOSUL 02-RV-MS. Na Figura 36 é apresentada a Microfácies F1 e as amostras características.

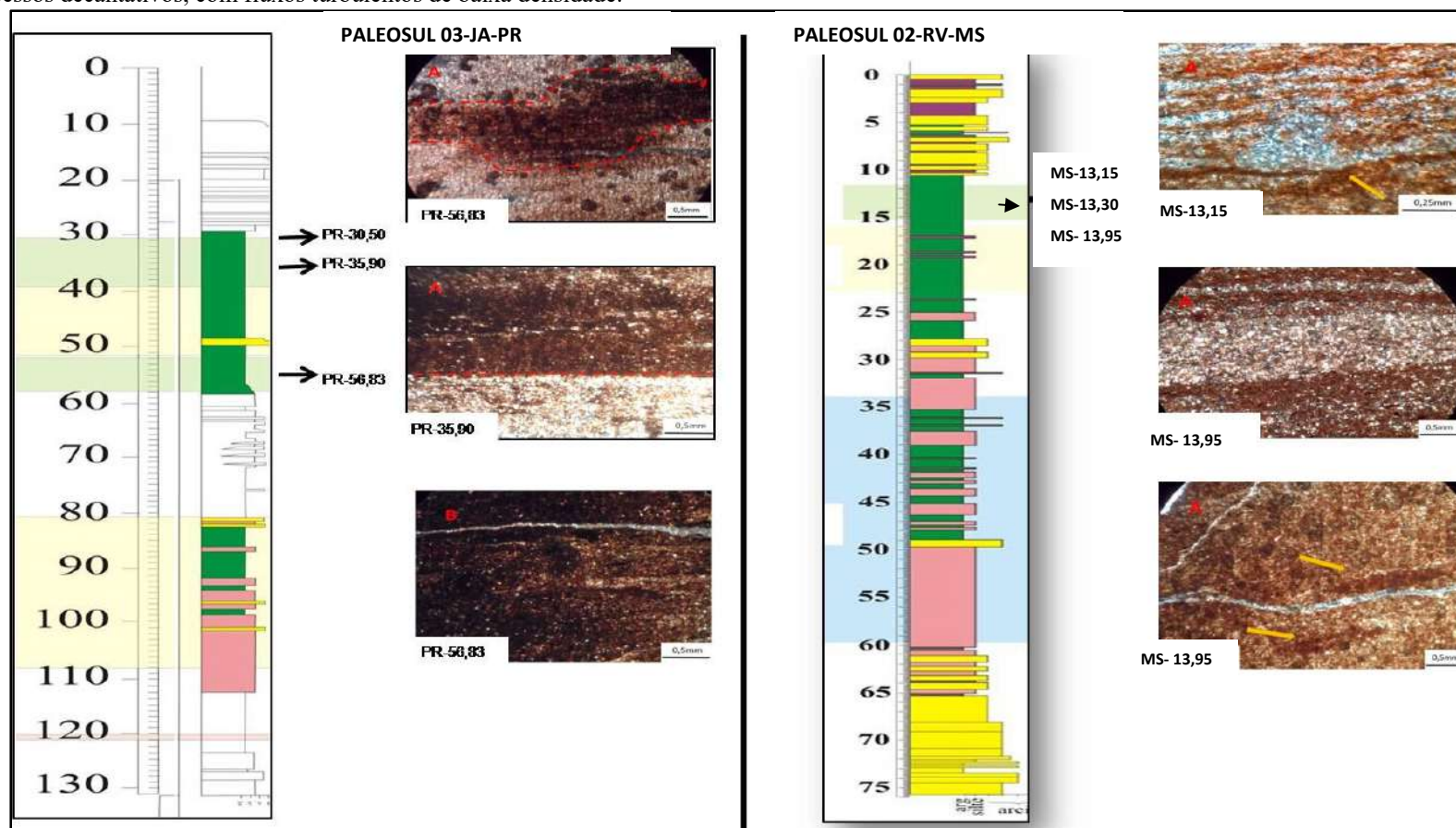
A microfácies F2 apresenta folhelho síltico-argiloso com laminações incipientes e microtrama caótica. A classe de bioturbação varia de 1-2 e é marcada principalmente pela ocorrência dos icnogêneros: *Terebellina isp.*, *Zoophycos isp.* e *Planolites isp.* É característica de ambiente marinho com pouca preservação de matéria orgânica, alta atividade de organismos e a presença de nutrientes no ambiente deposicional. Está relacionada às amostras JA-42,60, JA-80,84, JA-101,46, JA-101,55 e JA-108,19 do poço PALEOSUL 03-JA-PR. Na Figura 37 é apresentada a Microfácies F2 e as rochas características.

A microfácies F3 é caracterizada na amostra JA-120,10 do poço PALEOSUL 03-JA-PR. Possui baixos teores de matéria orgânica e bioturbação é incipiente ou ausente. A presença elevada de material argiloso com presença de algumas lentes sílticas está relacionada a um processo decantativo em ambiente subaquoso, em condições anóxicas. Na Figura 38 é apresentada a Microfácies F3 e as rochas características.

A microfácies F4 apresenta um folhelho síltico-argiloso, finamente laminado com retrabalhamento biogênico em porções mais argilosas. Está associado a processos decantativos que ocorrem em ambiente subaquoso com média produtividade de organismos. É representada nas amostras MS-16,00 e MS-22,75 do poço PALEOSUL 02-RV-MS. Na Figura 39 é apresentada a Microfácies F4 e as rochas características.

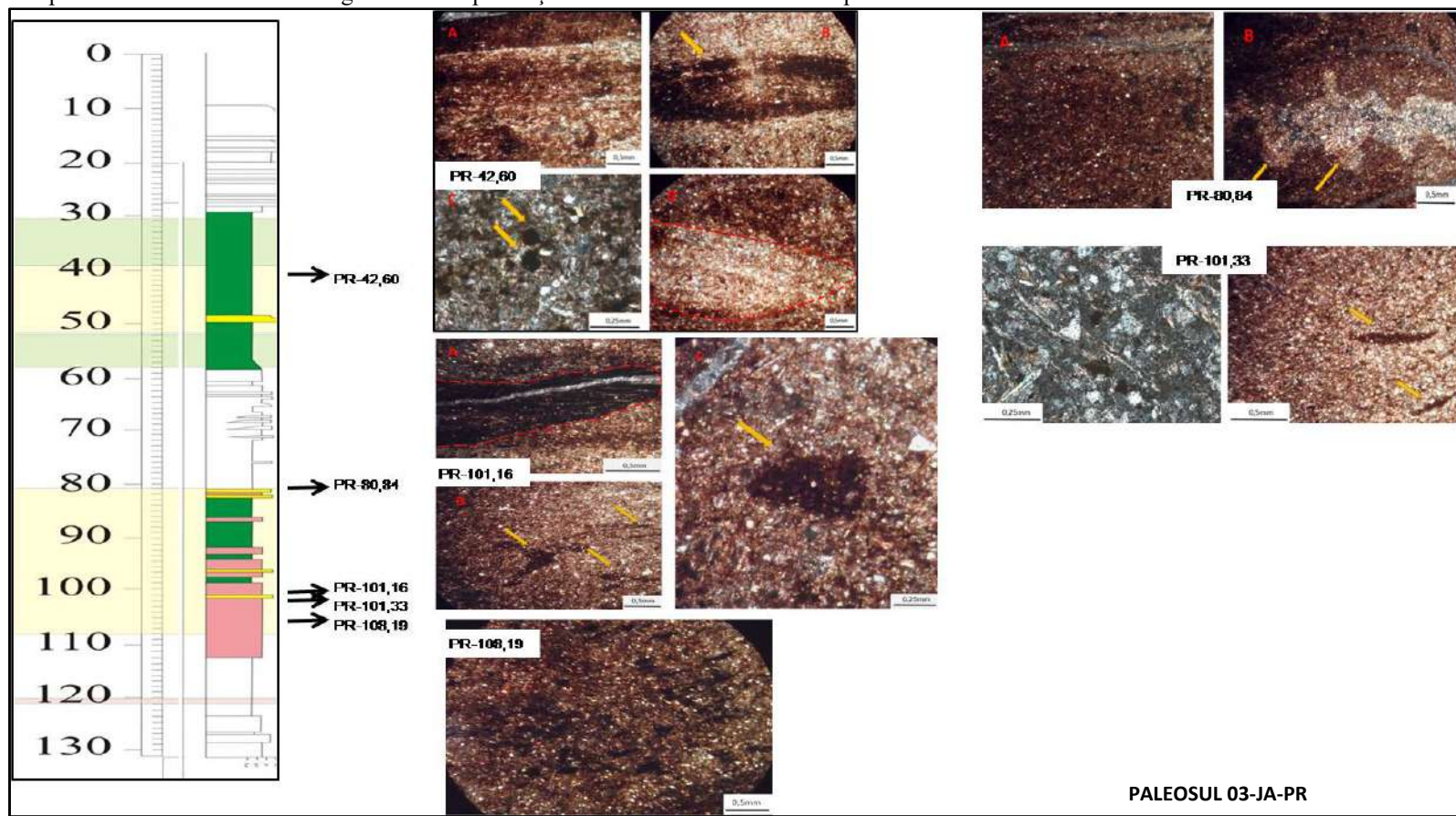
A microfácies F5 é individualizada por folhelhos síltico-arenosos, compostos por grãos detríticos de quartzo, feldspato e muscovita, geralmente tamanho silte sem orientação. Podem ocorrer grãos com granulometria areia muito fina a fina, dispersos em algumas regiões da rocha e concentrado em bioturbação com rara presença de argila. Os icnogêneros presentes (*Terebellina isp.*, *Zoophycos isp.*, *Planolites isp.*) apresentam coloração castanha avermelhada causada pela presença de óxido de ferro na rocha. Estão relacionados a um ambiente costa-afora com baixas taxas de acumulação sedimentar em substrato não consolidado, com posterior ação de organismos escavadores (amostras MS-33,90; MS-36,00; MS-39,00; MS-43,50; MS-48,00; MS-51,80; MS-56,15 e MS-59,75). Na Figura 40 é apresentada a Microfácies F5 e as amostras características.

Figura 36 - A microfácies F1 é caracterizada por argilito siltico, finamente laminado e bem orientado. Apresenta-se pouco bioturbado e possuindo teores mais elevados de matéria orgânica. Está relacionada a um ambiente marinho relativamente profundo, com anoxia e baixa produtividade de organismos. Ocorre oscilação de processos decantativos, com fluxos turbulentos de baixa densidade.



Fonte: A autora, 2017.

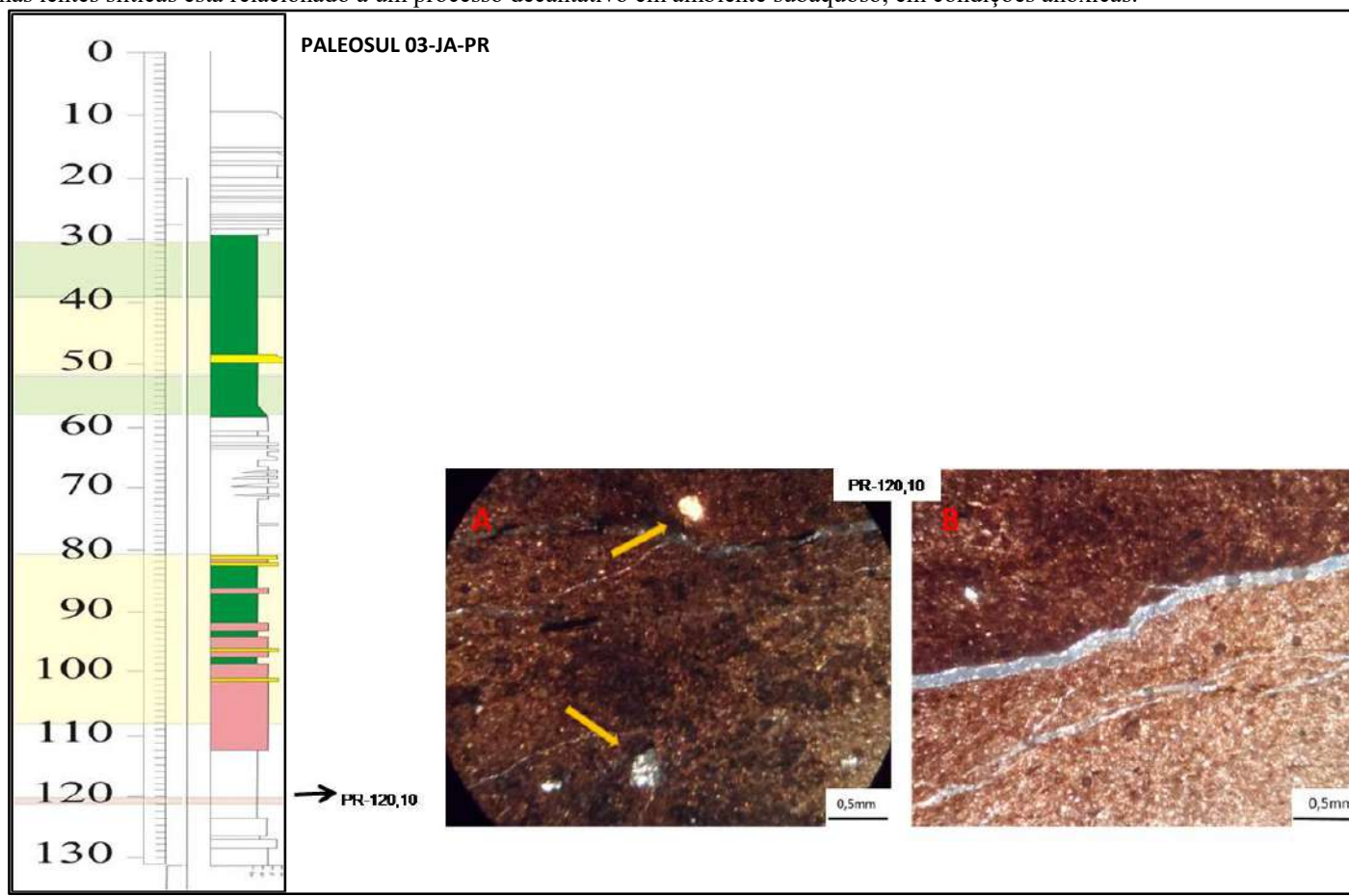
Figura 37 - A microfácies F2 apresenta siltito argiloso com laminações incipientes e microtrama caótica. A classe de bioturbação varia de 1-3 e é marcada principalmente pela ocorrência dos icnogêneros: *Terebellina isp.*, *Zoophycos isp.* e *Planolites isp.* É característica de ambiente marinho com pouca preservação de matéria orgânica, alta produtividade bentônica de organismos e a presença de nutrientes no ambiente deposicional.



Fonte: A autora, 2017.

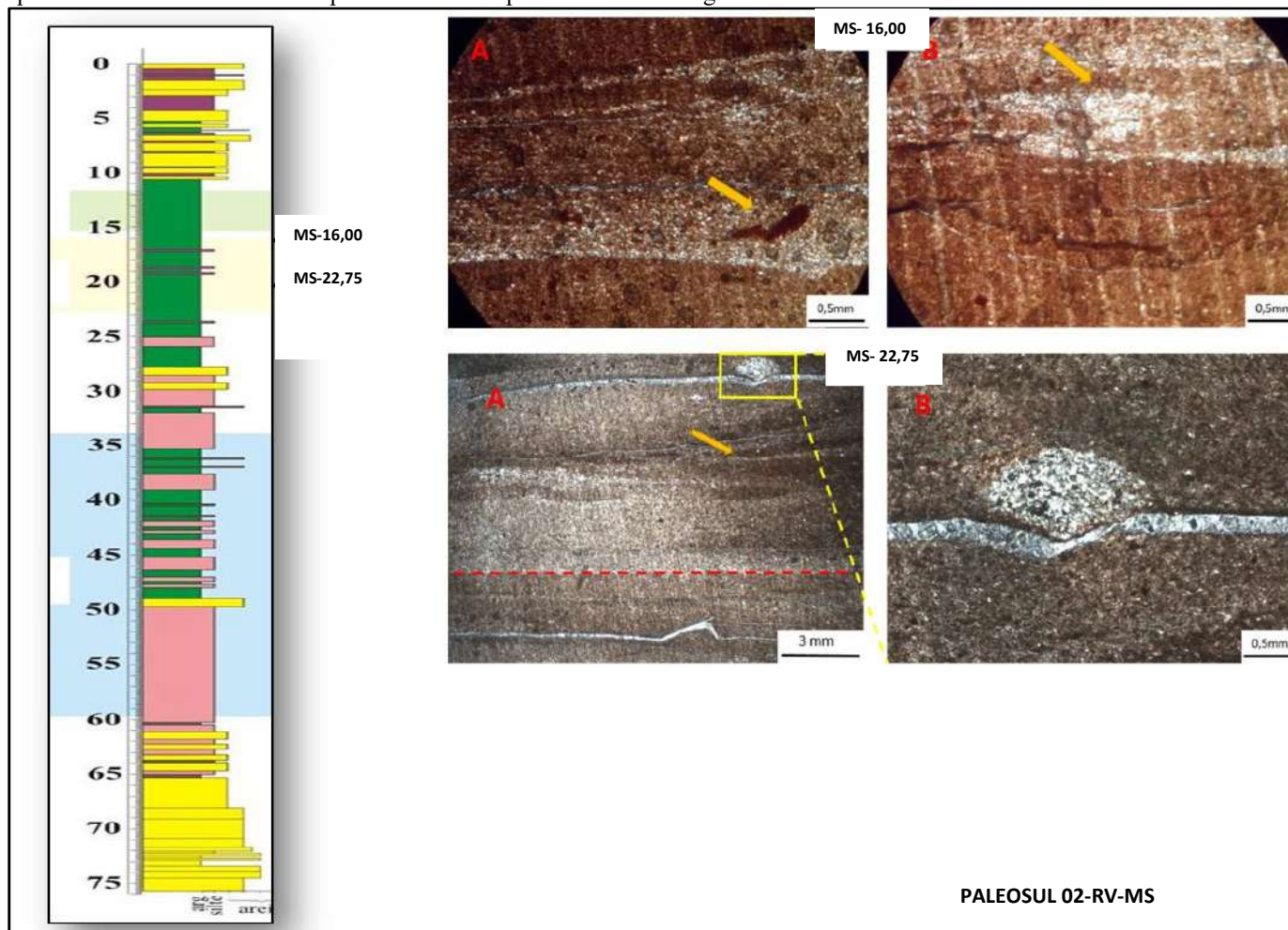


Figura 38 - A microfácies F3 é caracterizada por baixos teores de matéria orgânica e bioturbação incipiente ou ausente. A presença elevada de material argiloso com presença de algumas lentes sílticas está relacionado a um processo decantativo em ambiente subaquoso, em condições anóxicas.



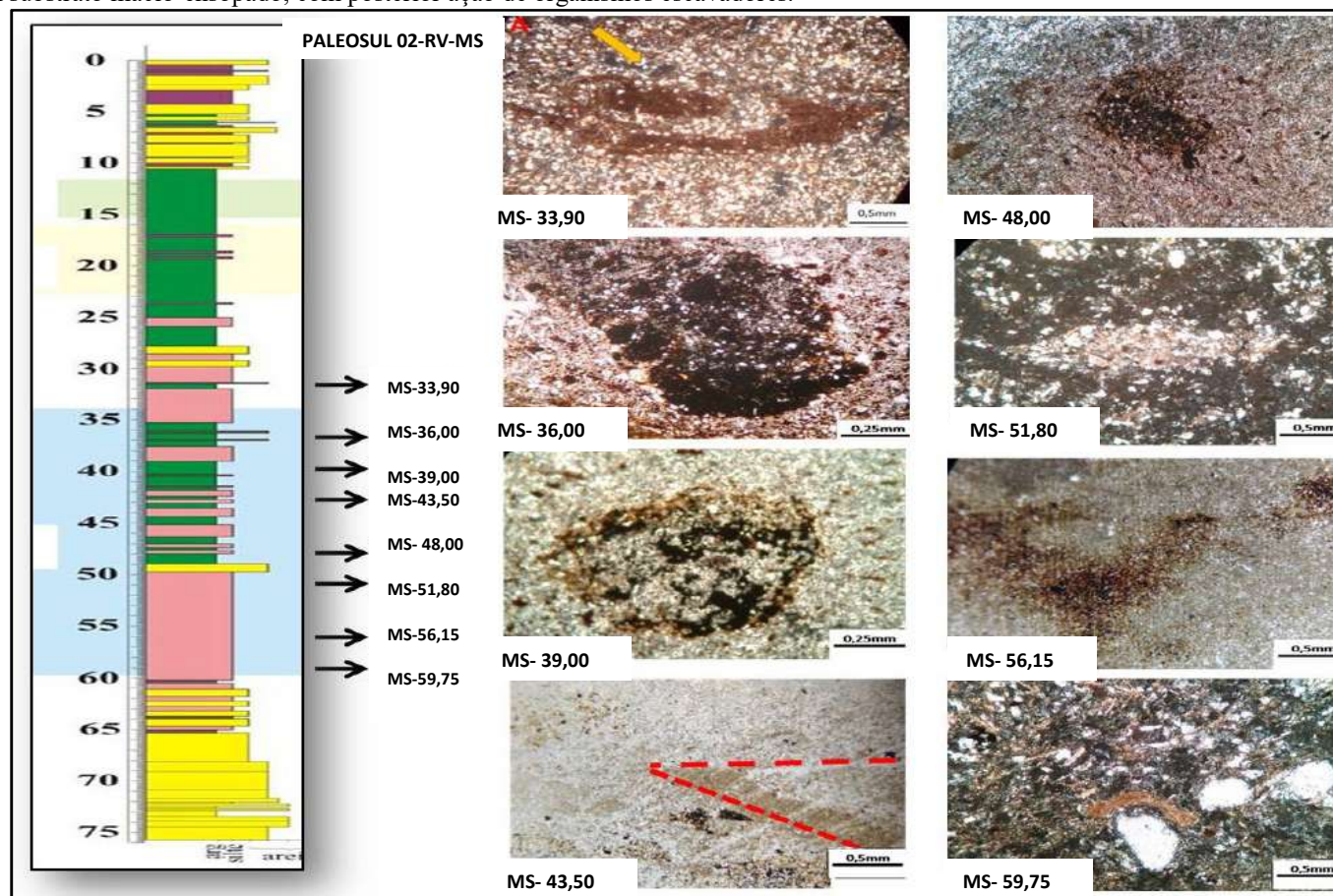
Fonte: A autora, 2017.

Figura 39 - A microfácies F4 apresenta um siltito argiloso, finamente laminado com retrabalhamento biogênico em porções mais argilosas. Está associado a processos decantativos que ocorrem em ambiente subaquoso com média produtividade de organismos.



Fonte: A autora, 2017.

Figura 40 - A microfácies F5 é individualizada por siltito arenoso, composto por grãos detriticos de quartzo, feldspato e muscovitas, geralmente tamanho silte sem orientação. Podem ocorrer grãos de areia muito fina a fina dispersos em algumas regiões da rocha e concentrado em bioturbação com rara presença de argila. Os icnofósséis apresentam cor castanho avermelhado causada pela presença de óxido de ferro na rocha. Estão relacionados a um ambiente com baixas taxas de acumulação sedimentar em substrato macio-ensopado, com posterior ação de organismos escavadores.



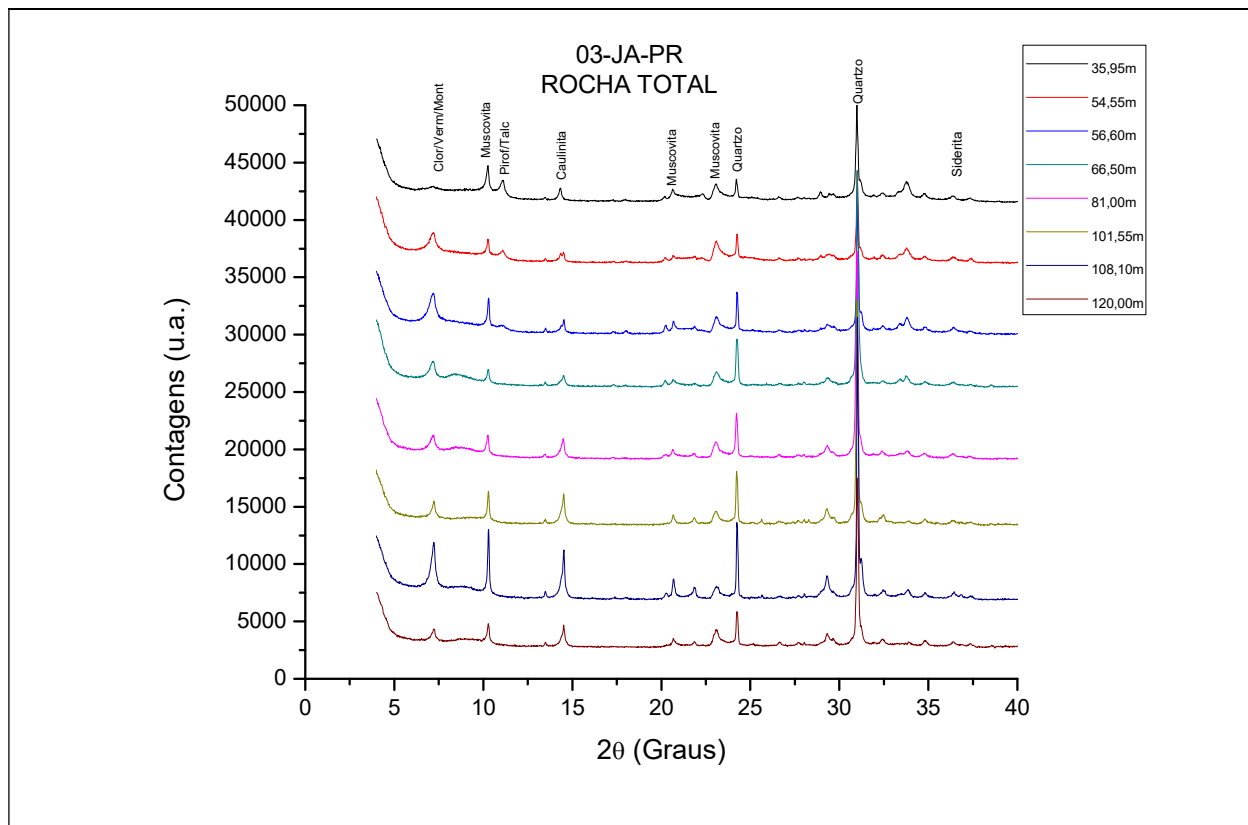
Fonte: A autora, 2017.

## 5 ANÁLISE QUALITATIVA DO MEMBRO JAGUARIAÍVA COM BASE NOS POÇOS PALEOSUL 02-RV-MS E PALEOSUL 03-JA-PR

### 5.1 Difratometria de Raios X das amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR

Os difratogramas de raios X (Figura 41) indicaram que as amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR (nas profundidades 35,95; 54,55; 56,60; 66,50; 81,00; 101,55; 108,10 e 120,00 metros) são constituídas por quartzo, mica (muscovita), argilominerais (clorita/ montmorillonita/ vermiculita e caulinita), albita, goethita e calcita (Tabela 10).

Figura 41 – Difratomogramas de raios X de Rocha Total das amostras do Poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Fonte: A autora, 2017.

Tabela 10 – Minerais identificados através dos difratogramas de raios X nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR: quartzo, muscovita, argilominerais (clorita/ vermiculita/montmorillonita e caulinita), albita e siderita.

PROF (m).	ROCHA TOTAL / POÇO 03-JA-PR
35,95	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita e Vermiculita
54,55	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Siderita
56,60	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Siderita
66,50	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita e Vermiculita
81,00	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Siderita
101,55	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita e Vermiculita
108,10	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita e Vermiculita
120,00	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita e Vermiculita

Fonte: A autora, 2017.

As análises realizadas no DRX confirmaram a presença de caulinita em reflexões basais 001 de 7,1-7,2Å, de média a alta intensidade e bem definidas, associada à illita (10-10,7Å) e pirofilita (9,29Å) (Tabela 11). A presença de um sistema multicomponente de argilominerais é indicativa da natureza complexa dos sedimentos nesta área. Como pôde ser visto nos difratogramas de rocha total não foi possível a identificação dos argilominerais esmectita, clorita e vermiculita, visto que todos, nesta condição, apresentam distância interplanar basal de 14Å (angstroms), ou seja, com os picos por volta dos 6° (eixo X). Desta forma, para uma melhor identificação desses argilominerais, foi necessário um tratamento prévio das amostras com aquecimento a 450°C e glicolagem.

Os argilominerais interestratificados são indicados pela presença de picos achatados e largos. Nas amostras das profundidades de 35,95 e 54,55 metros o pico a 14Å natural se expande a 15Å quando glicolado e colapsa a 12Å depois de aquecida, indicando a existência de interestratificado irregular clorita/esmectita (Figura 42).

Na amostra 56,60 além do interestratificado illita/esmectita também foram identificados interestratificado clorita/esmectita e pirofilita o que não foi observado nas outras amostras (Figura 43).

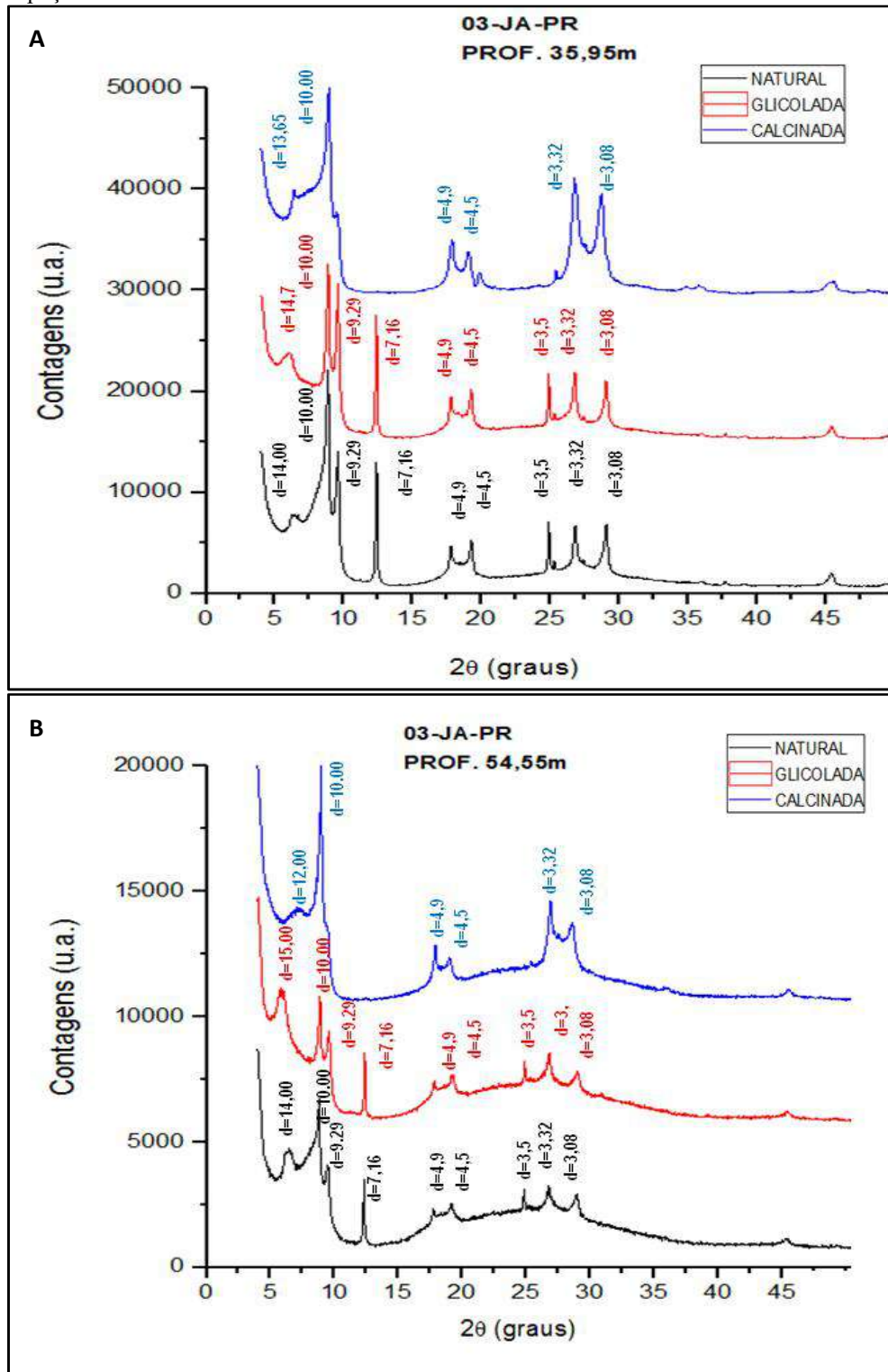
Além disso, foram identificados argilominerais interestratificados illita/esmectita que apresentam um pico entre 10-11Å. Quando glicolada gera uma banda expandida entre 10 e 14 e colapsa a valores próximos a 10Å depois do aquecimento, o que indica que ocorreu parcialmente desidratação. O interestratificado illita/esmectita ocorrem nas profundidades 56,60; 66,50; 81,00; 101,55; 108,10 e 120,00 metros (Figuras 43, 44, 44 e 46).

Tabela 11 -Argilominerais identificados através dos difratogramas de raios X nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR: vermiculita, illita e caulinita.

PROF (m).	ARGILOMINERAIS / POÇO 03-JA-PR
35,95	Clorita/Esmectitia, Illita, Pirofilita e Caulinita.
54,55	Clorita/Esmectitia, Illita, Pirofilita e Caulinita.
56,60	Clorita/Esmectitia, Illita/Esmectita, Illita, Pirofilita e Caulinita.
66,50	Illita/Esmectita, Illita e Caulinita
81,00	Illita/Esmectita, Illita e Caulinita
101,55	Illita/Esmectita, Illita e Caulinita
108,10	Illita/Esmectita, Illita e Caulinita
120,00	Illita/Esmectita, Illita e Caulinita

Fonte: A autora, 2017.

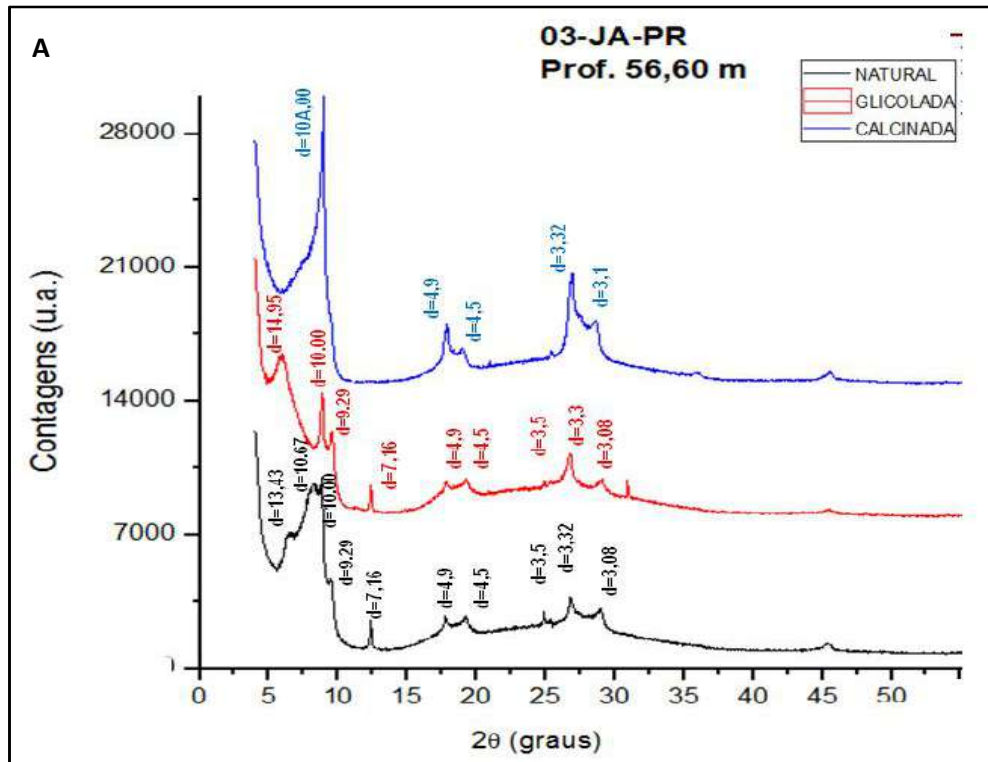
Figura 42- Difratomogramas de raios X das amostras de profundidades (A) 35,95 metros e (B) 54,55 metros do poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos interestratificado irregular clorita/esmectita ( $d=14,00$  Å), illita ( $d=10$  Å), pirofilita ( $9,29$ Å) e caulinita ( $d=7,1$  Å).

Fonte: A autora, 2017.

Figura 43- Difratomogramas de raios X da amostra de profundidade (A) 56,60 metros do poço PALEOSUL 03-JA-PR.

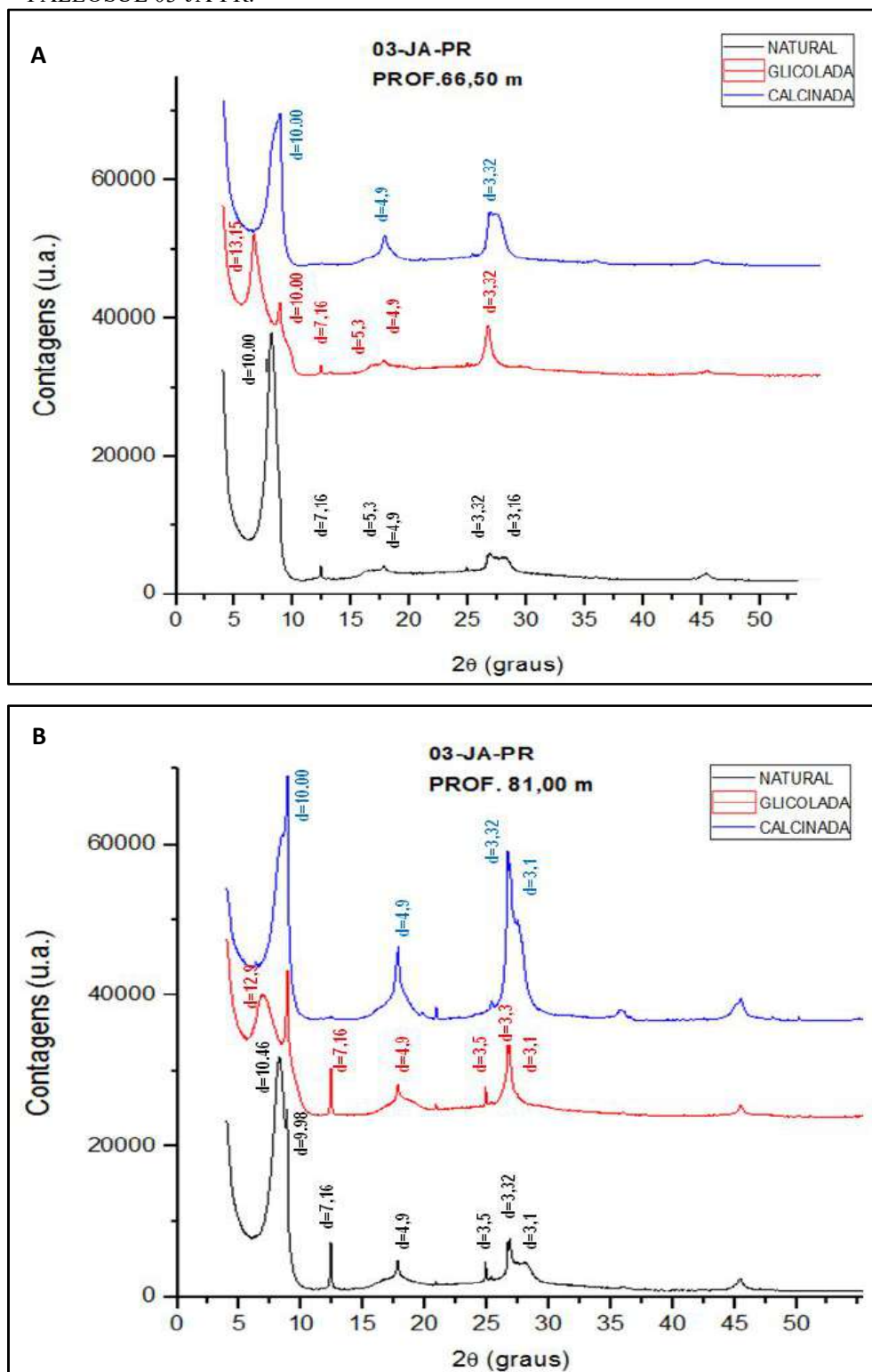


Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos na figura (A) interestratificado irregular clorita/esmectita ( $d =$  entre 13,43Å), interestratificado irregular illita/esmectita ( $d =$  entre 10,67Å), illita ( $d = 10,00$ ), pirofilita (9,29Å) e caulinita ( $d = 7,1$ Å).

Fonte: A autora, 2017.



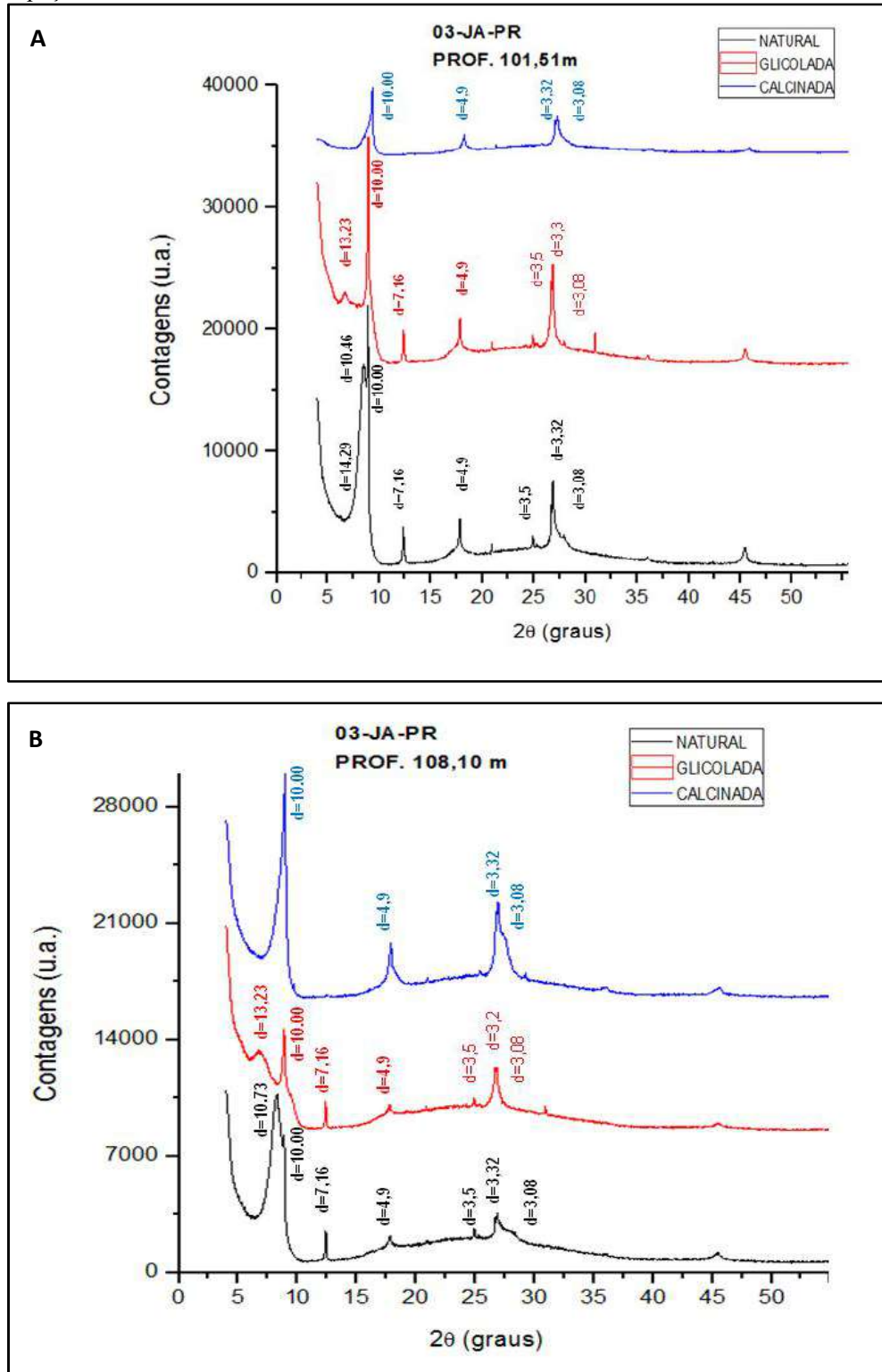
Figura 44 - Difratogramas de raios X das amostras de profundidades (A) 66,50 metros e 81,00 metros do poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcínada. Principais picos interestratificado illita/ esmectita ( $d =$  entre 10-11Å), illita ( $d = 10$  Å) e caulinita ( $d = 7,1$  Å).

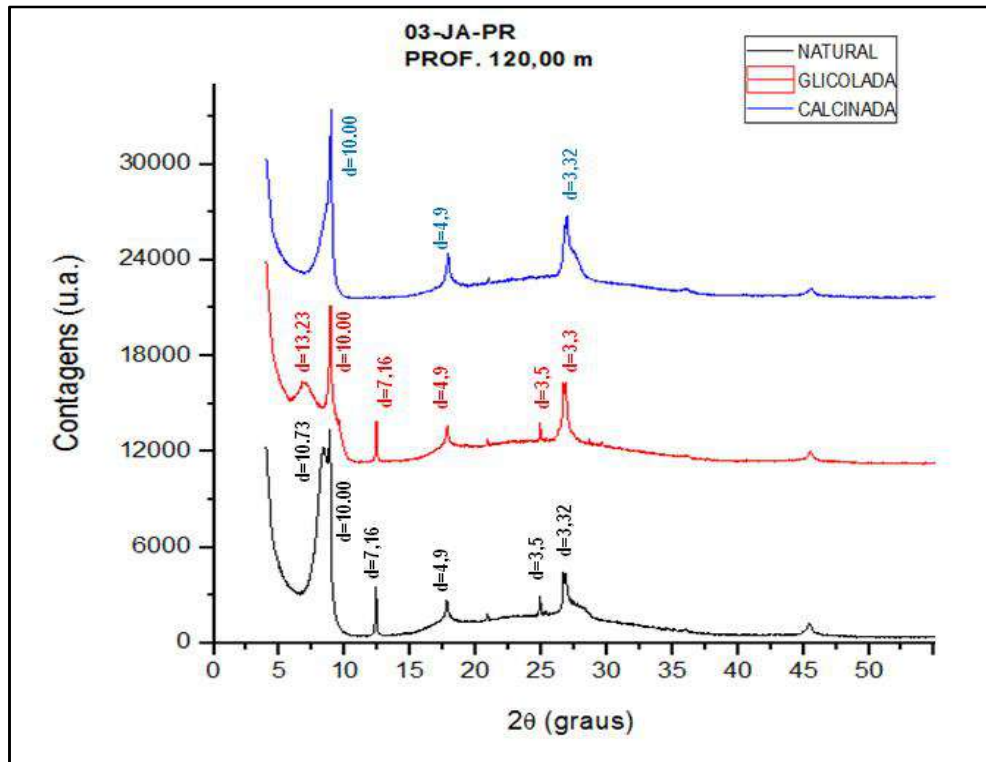
Fonte: A autora, 2017.

Figura 45- Difratomogramas de raios X das amostras de profundidades (A) 101,51 metros e (B) 108,10 metros do poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos interestratificado illita/esmectita ( $d = \text{entre } 10\text{-}11\text{ \AA}$ ), illita ( $d = 10\text{ \AA}$ ) e caulinita ( $d = 7,1\text{ \AA}$ ).

Figura 46 - Difratomogramas de raios X da amostra de profundidade 120,00 metros do poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos interestratificado illita/esmectita ( $d = \text{entre } 10\text{-}11\text{ \AA}$ ), illita ( $d = 10\text{ \AA}$ ) e caulinita ( $d = 7,1\text{ \AA}$ ).

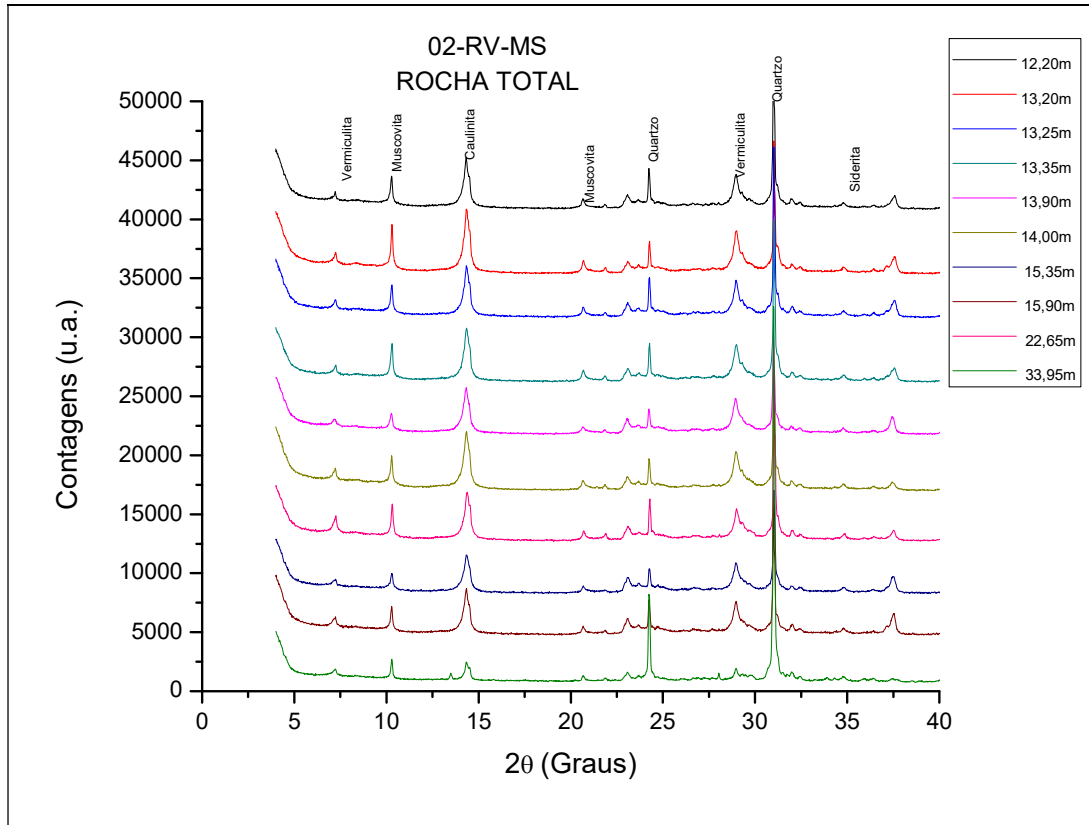
Fonte: A autora, 2017.

## 5.2 Difratometria de Raios X das amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS

Em difratogramas de raios X de amostras totais e da fração argila do poço PALEOSUL 02-RV-MS, foram adotados os mesmos procedimentos que no poço PALEOSUL 03-JA-PR. As amostras coletadas neste poço estão localizadas no topo onde ocorrem as maiores concentrações de Carbono Orgânico Total (COT), correspondentes às profundidades: 12,15; 12,20; 13,20; 12,25; 13,35; 13,90; 14,00; 15,35; 15,90 e 22,65 metros (Figura 47).

Na fração rocha total foram caracterizados picos atribuídos ao quartzo, muscovita, a argilominerais (montmorillonita-clorita-vermiculita, illita e caulinita), siderita, goethita e calcita (Tabela 12).

Figura 47 – Difratoformas de Rocha Total das amostras do Poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Fonte: A autora, 2017.

Tabela 12– Minerais identificados através dos difratogramas de raios X nas amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS quartzo, muscovita, argilominerais (clorita/ vermiculita/montmorillonita e caulinita), albita, siderita e goetita.

PROF. (m)	ROCHA TOTAL / POÇO 02-RV-MS
12,15	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita, Goetita, Siderita e Calcita
12,20	Quartzo, Muscovita, Albita, Caulinita, Vermiculita e Siderita
13,20	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Siderita
13,25	Quartzo, Muscovita, Albita, Caulinita, Vermiculita e Siderita
13,35	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Goetita
13,90	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Goetita
14,00	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Goetita
15,35	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Goetita
15,90	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Goetita
22,65	Quartzo, Muscovita, Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Caulinita, Vermiculita e Goetita

Fonte: A autora, 2017.

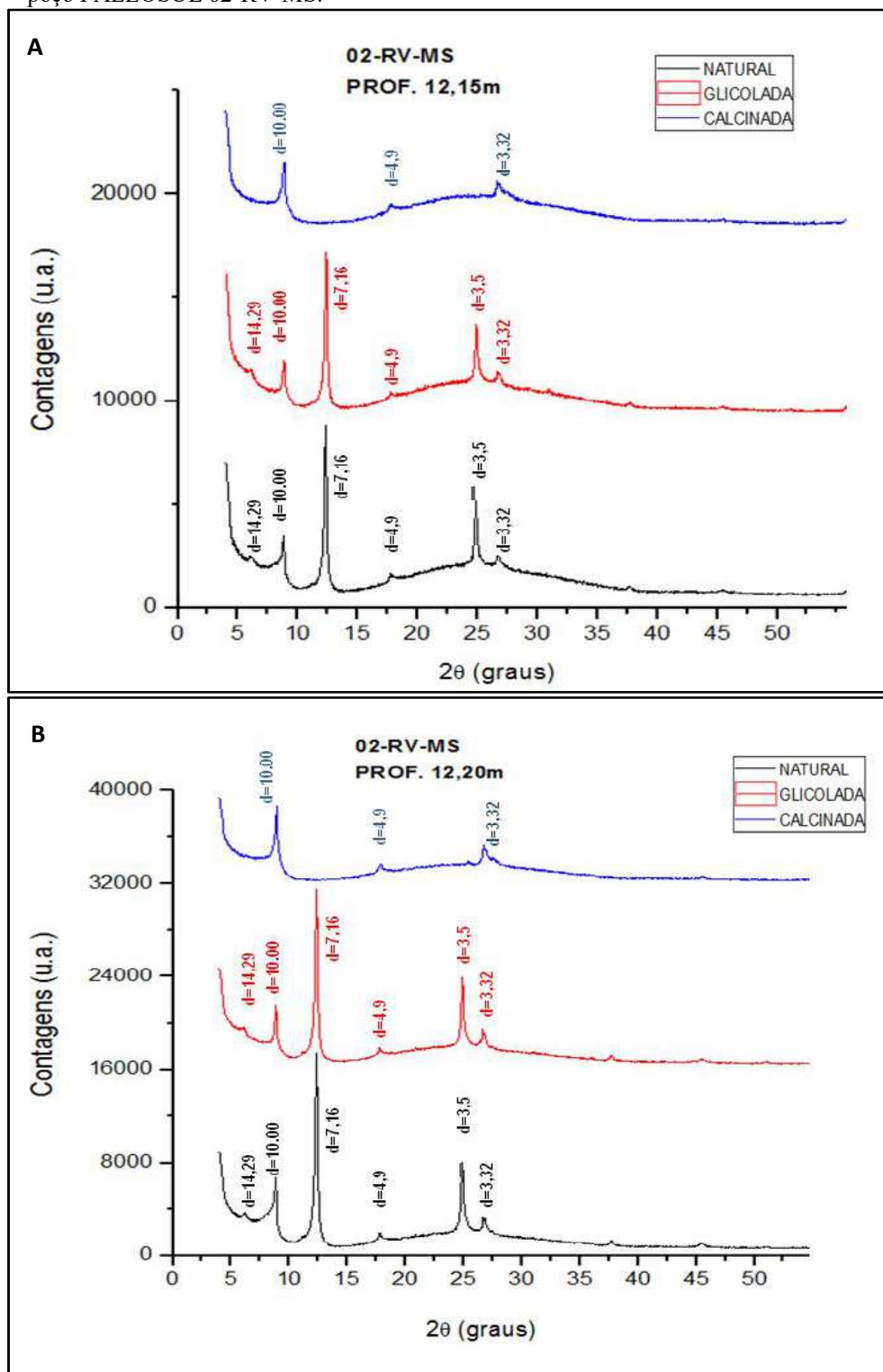
Os argilominerais predominantes na fração argila das amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS são a vermiculita, illita e caulinita (Tabela 13). A vermiculita apresenta reflexões basais 001 de 14,2Å de baixa intensidade. A glicolagem não provoca a expansão das camadas, mas o aquecimento a faz com que esta fique com 10Å (vermiculitas dioctaédricas). A illita, identificada previamente nos difratogramas de raios X das amostras totais, apresenta-se, após aquecimento das amostras da fração <math><2\mu\text{m}</math>, com espaçamentos basais em torno de 9,9-10Å. Associadas às vermiculitas e illitas ocorrem caulinitas com reflexões basais 001 de 7,1-7,2Å com alta intensidade (Figuras 48, 49, 50, 51 e 52).

Tabela 13– Argilominerais identificados através dos difratogramas de raios X nas amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS: vermiculita, illita e caulinita.

PROF. (m)	ARGILOMINERAIS / POÇO 02-RV-MS
12,15	Vermiculita, Illita e Caulinita,
12,20	Vermiculita, Illita e Caulinita,
13,20	Vermiculita, Illita e Caulinita,
13,25	Vermiculita, Illita e Caulinita,
13,35	Vermiculita, Illita e Caulinita,
13,90	Vermiculita, Illita e Caulinita,
14,00	Vermiculita, Illita e Caulinita,
15,35	Vermiculita, Illita e Caulinita,
15,90	Vermiculita, Illita e Caulinita,
22,65	Vermiculita, Illita e Caulinita,

Fonte: A autora, 2017.

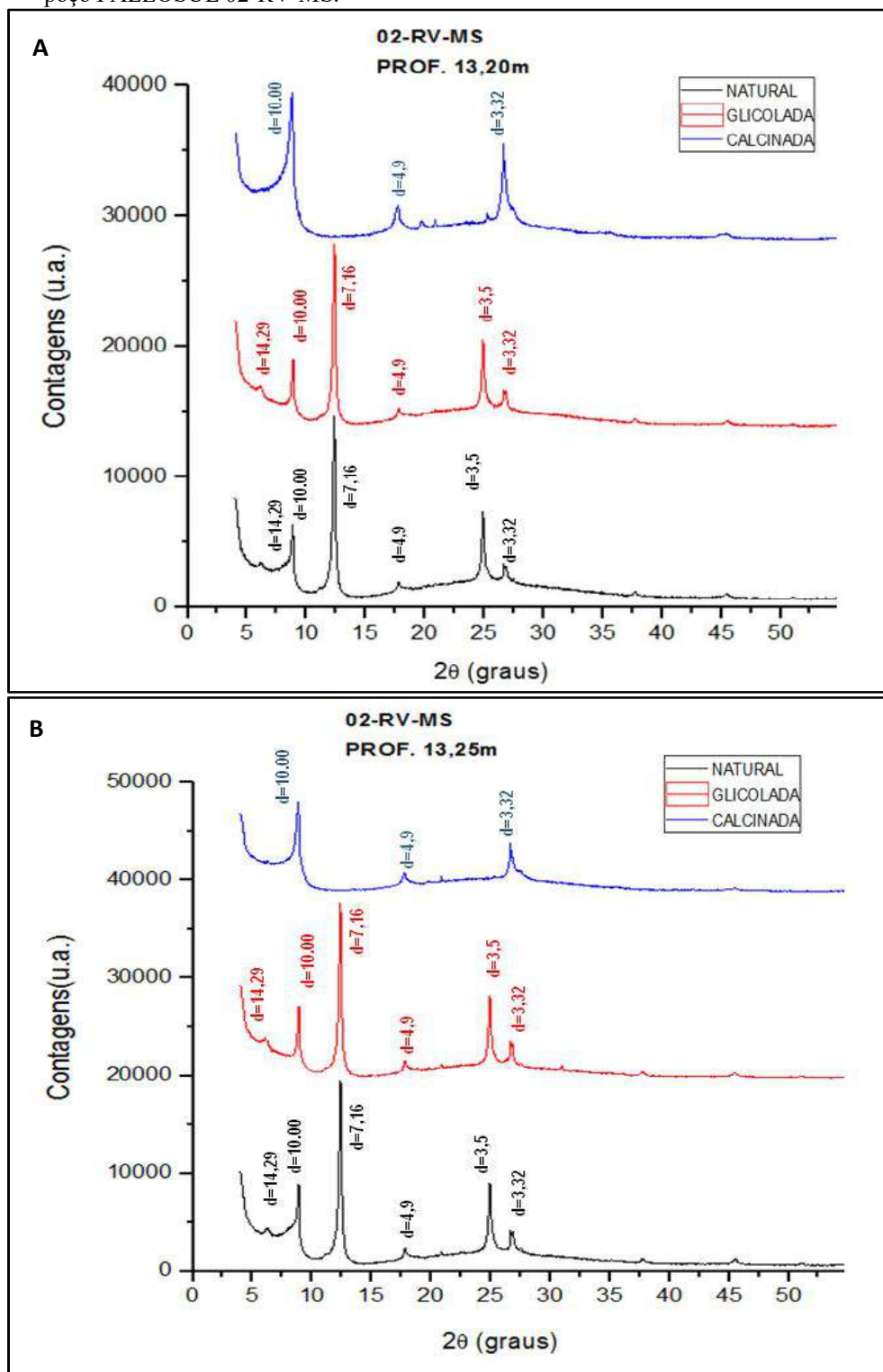
Figura 48- Difratomogramas de raios X das amostras de profundidades (A) 12,15 metros e (B) 12,20 metros do poço PALEOSUL 02-RV-MS.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos vermiculita ( $d=14,29$  Å), illita ( $d=10$  Å), caulinita ( $d=7,1$  Å).

Fonte: A autora, 2017.

Figura 49 - Difratoformas de raios X das amostras de profundidades (A) 13,20 metros e (B) 13,25 metros do poço PALEOSUL 02-RV-MS.

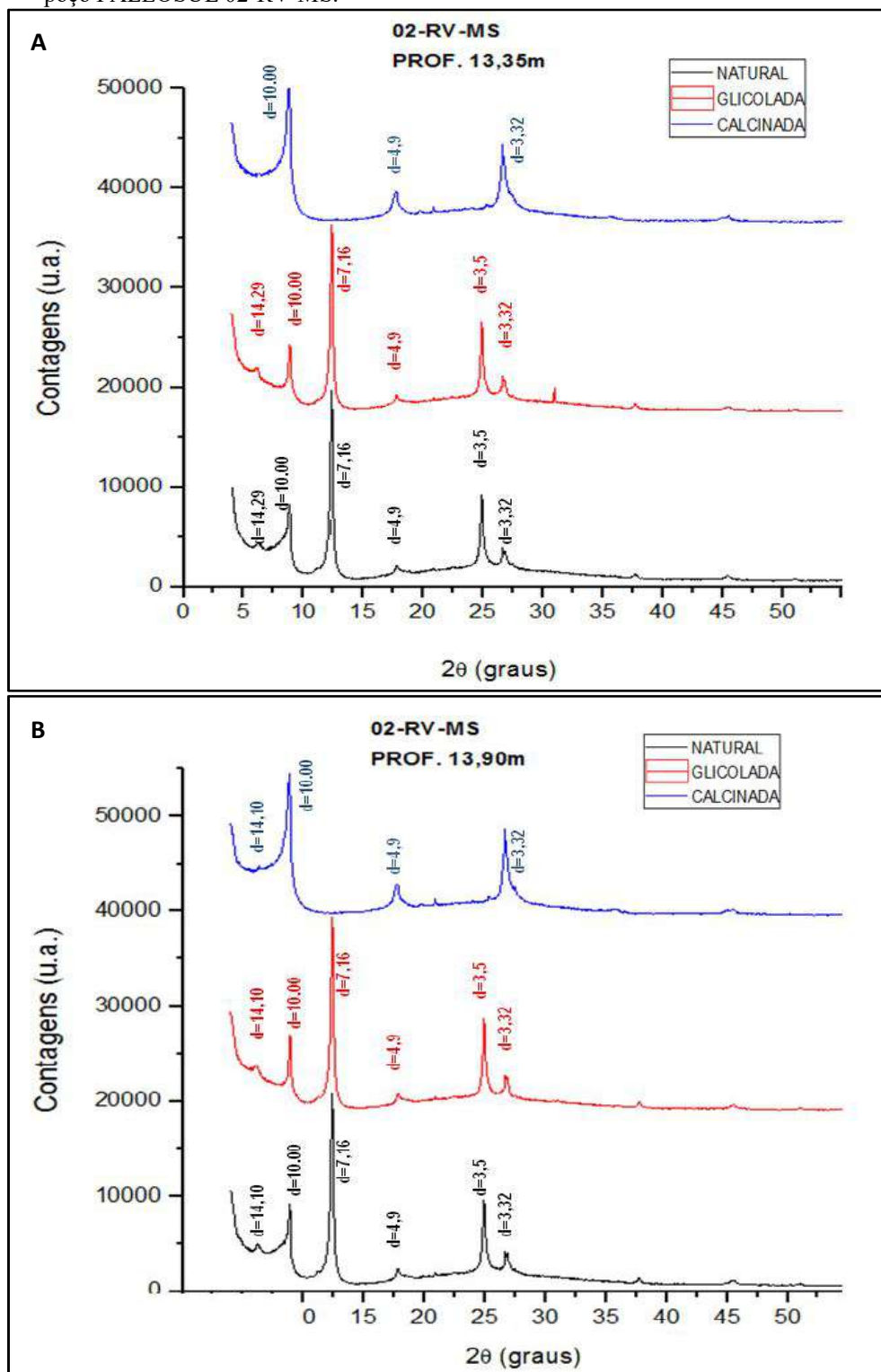


Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos vermiculita ( $d=14,29$  Å), illita ( $d=10$  Å), caulinita ( $d=7,1$  Å).

Fonte: A autora, 2017.



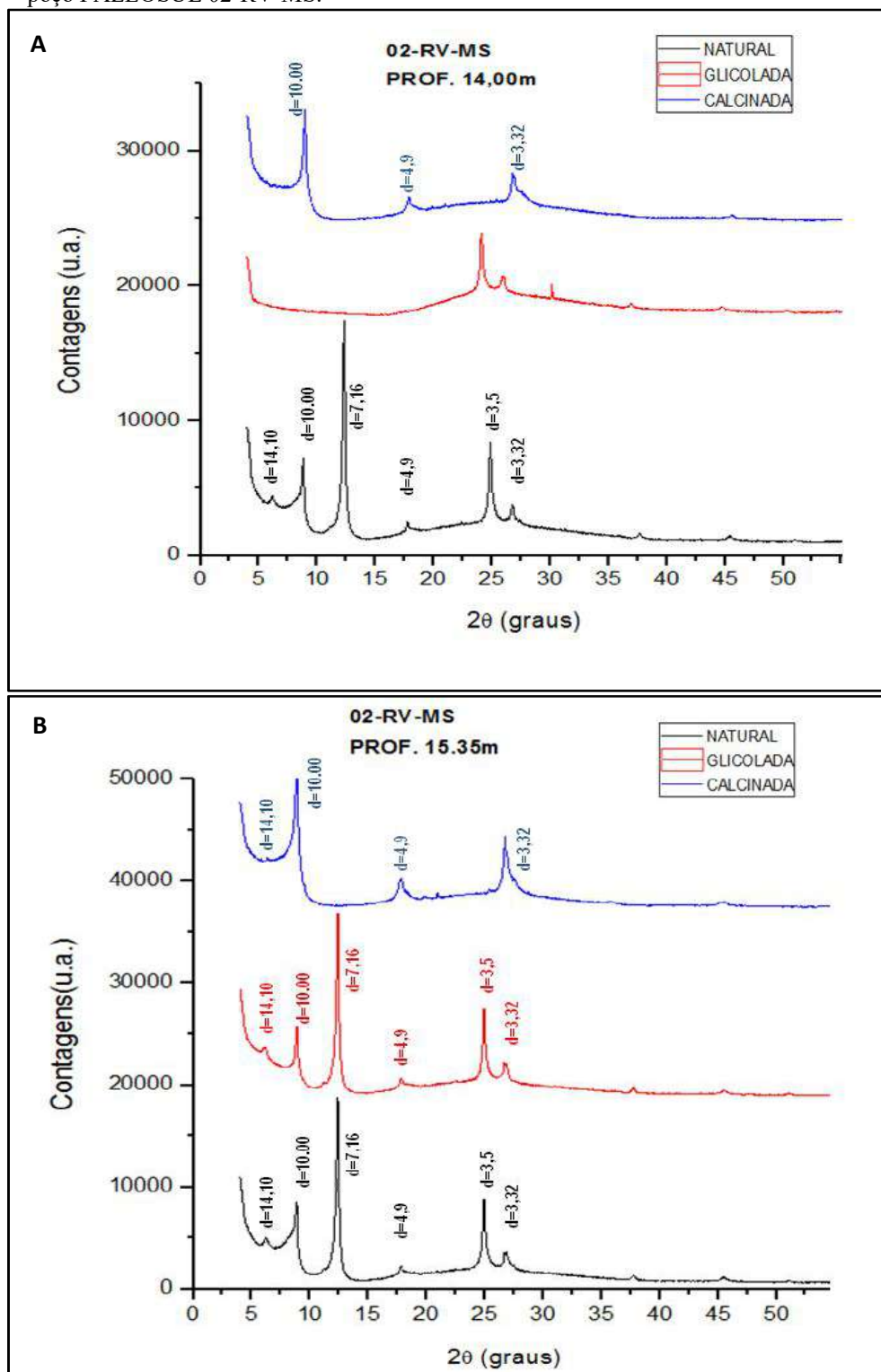
Figura 50 - Difratoformas de raios X das amostras de profundidades (A) 13,35 metros e (B) 13,90 metros do poço PALEOSUL 02-RV-MS.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos vermiculita ( $d=14,29$  Å), illita ( $d=10$  Å), caulinita ( $d=7,1$  Å).

Fonte: A autora, 2017.

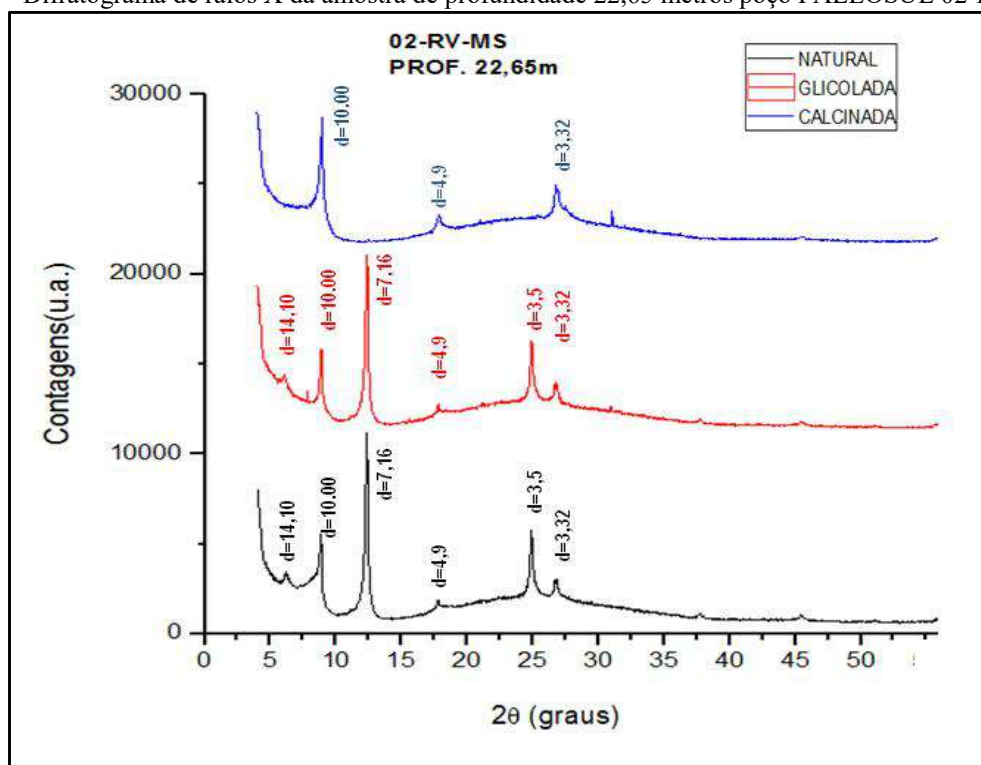
Figura 51 - Difrátogramas de raios das amostras de profundidades (A) 14,00 metros e (B) 15,35 metros X do poço PALEOSUL 02-RV-MS.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada, (azul) aquecida-calcinada. Principais picos vermiculita ( $d=14,29$  Å), illita ( $d=10$  Å), caulinita ( $d=7,1$  Å).

Fonte: A autora, 2017.

Figura 52 - Difratoograma de raios X da amostra de profundidade 22,65 metros poço PALEOSUL 02-RV-MS.



Legenda: (preto) natural; (vermelho) glicolada (azul) aquecida-calcinada. Principais picos vermiculita ( $d=14,29$  Å), illita ( $d=10$  Å), caulinita ( $d=7,1$  Å).

Fonte: A autora, 2017.

## 6 DISCUSSÕES

As discussões aqui realizadas, tem como objetivos elucidar as características composicionais da sedimentação dos folhelhos do Membro Jaguariaíva e sua implicação como potenciais reservatórios no sistema petrolífero. Foram elaboradas a partir das variações entre a análise microfaciológica e mineralógicas. Os poços PALEOSUL 03-JA-PR e PALEOSUL 02-RV-MS estão localizados em Sub-bacias distintas da Bacia do Paraná, deste modo, apresentam diferenças mensuráveis nos resultados obtidos.

### 6.1 Análise microfaciológica

As descrições e observações por microscopia, integradas com trabalhos anteriores, permitiram uma interpretação de cinco microfácies nos poços PALEOSUL 03-JA-PR e PALEOSUL 02-RV-MS. Quatro microfácies estão relacionadas a níveis mais argilosos com ocorrência ou não de bioturbações que estão associadas aos dois poços estudados e uma microfácies mais siltica com bioturbações relacionada aos intervalos mais basais do poço PALEOSUL 02-RV-MS. Essas microfácies foram identificadas com base no teor de argila, silte, areia, componentes do arcabouço, icnogêneros, classe de bioturbação, ausência ou presença de laminação, presença de matéria orgânica e interpretação dos resultados em termos de profundidade da coluna de água e ambientes deposicionais.

A microfácies (F1) mais argilosas apresenta laminações e teores mais elevados de matéria orgânica e está relacionada a um ambiente marinho relativamente mais profundo, com anoxia e baixa atividade de organismos. Ocorre oscilação de processos decantativos, com fluxos turbulentos de baixa densidade.

As microfácies siltito argiloso (F2 e F4) com laminações incipientes e microtrama caótica apresentam maior intensidade de bioturbação e são características de ambiente marinho com pouca preservação de matéria orgânica, alta produtividade de organismos e a presença de nutrientes no ambiente deposicional.

Ocorre uma microfácies (F3) com baixos teores de matéria orgânica e bioturbação incipiente ou ausente. A presença elevada de material argiloso com algumas lentes silticas está relacionada a um processo decantativo em ambiente subaquoso, em condições anóxicas.

A microfácies (F5) com siltito argiloso, finamente laminado com retrabalhamento biogênico em porções mais argilosas, está associada a processos decantativos que ocorrem em ambiente subaquoso com baixa produtividade de organismos.

A microfácies mais siltica arenosa é composta por grãos detríticos de quartzo, feldspato e muscovitas, geralmente tamanho silte sem orientação. Podem ocorrer grãos de areia muito fina a fina dispersos em algumas regiões da rocha e concentrado em bioturbação com rara presença de argila. A presença de óxido de ferro é notada nos icnofósseis com cor castanho avermelhada. Estão relacionados a um ambiente com baixas taxas de acumulação sedimentar em ambiente subaquático, com posterior ação de organismos escavadores. A contribuição siltica nas microfácies localizadas acima das superfícies de inundação registra sedimentação de prodelta, caracterizada por um folhelho mais siltico, sugestivo de uma acumulação rápida de sedimentos (PEMBERTON et al., 2000). Contudo, a presença de material siltico também pode estar associada ao retrabalhamento do substrato devido a atuação de eventos de tempestades (SCHIEBER, 1991; POTTER, 2005). As correntes de tempestades podem transportar sedimentos de granulometria mais grossa (silte ou areia muito fina) ou argila floculada da plataforma para a região de costa-afora, onde predomina deposição de finos e processos decantativos (AIGNER & REINECK, 1982)

A presença dos icnogêneros *Terebellina isp.*, *Zoophycos isp.*, *Planolites isp.* e *Helminthops isp.* presentes nos dois poços marcam o ambiente marinho com suas mudanças batiais característico do Membro Jaguaraiá.

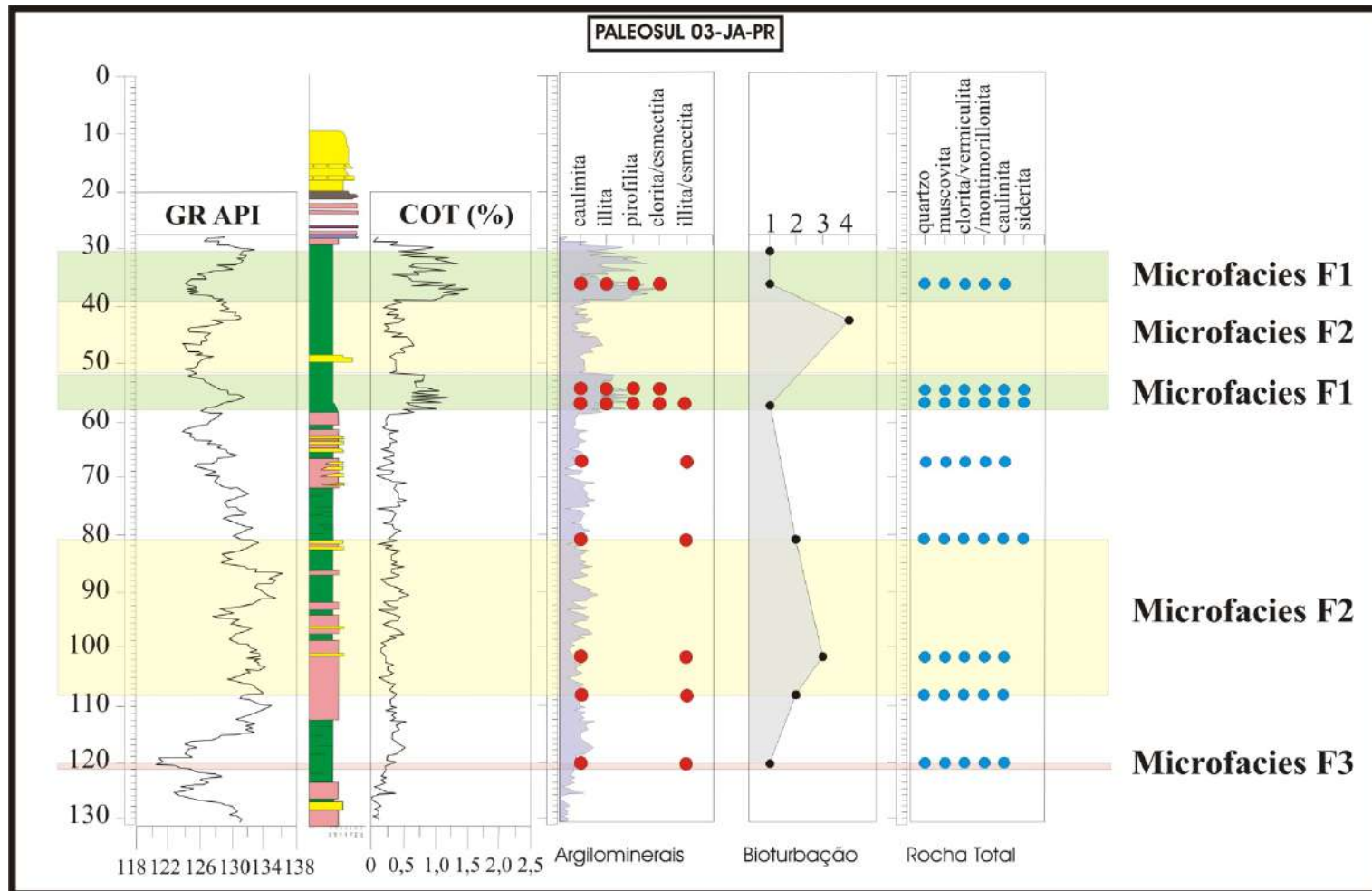
A intensidade de bioturbação, também pôde ser analisada em relação ao conteúdo de Carbono Orgânico Total (COT). No poço PALEOSUL 03-JA-PR, essa relação é explicitada nas profundidades 30,50; 35,90 e 56,83 metros relacionadas à Microfácies F1. Nestes horizontes, as atividades biogênicas menos intensas são consideradas, provavelmente, relacionadas a teores menores de oxigênio no ambiente deposicional. Deste modo, a preservação de matéria orgânica aumenta nesses ambientes. Essas correlações foram relatadas nos trabalhos de Rezende (2007) e Gama (2009). Os autores relacionaram graus de bioturbações com teores de carbono orgânico definidos em escala macroscópica e por análise de gamaespectrometria. Nesse contexto, nos casos em que a bioturbação é incipiente ou ausente, os sedimentos são representados por fácies de folhelho escuro, finamente laminado e por teores de COT mais elevados.

Segundo Rezende (2007), as condições de tratos de sistema regressivos são marcadas no poço pelo aumento da concentração de Th e de fácies arenosas e/ou bioturbadas, com redução de teores de COT e estabilização ou diminuição da concentração de U.

É possível notar nos dois poços estudados que a Microfácies F1 está associada às Superfícies Máximas de Inundação, propostas por Rezende (2007) no poço PALEOSUL 03-JA-PR e Bergamaschi (1999) no poço PALEOSUL 02-RV-MS, indicando uma tendência transgressiva geral.

As figuras 53 e 54 apresentam correlações entre o perfil estratigráfico, os teores de Carbono Orgânico Total (COT), a classe de bioturbação e os argilominerais presentes nas microfácies caracterizadas dos poços PALEOSUL 03-JA-PR e PALEOSUL 02-RV-MS, respectivamente.

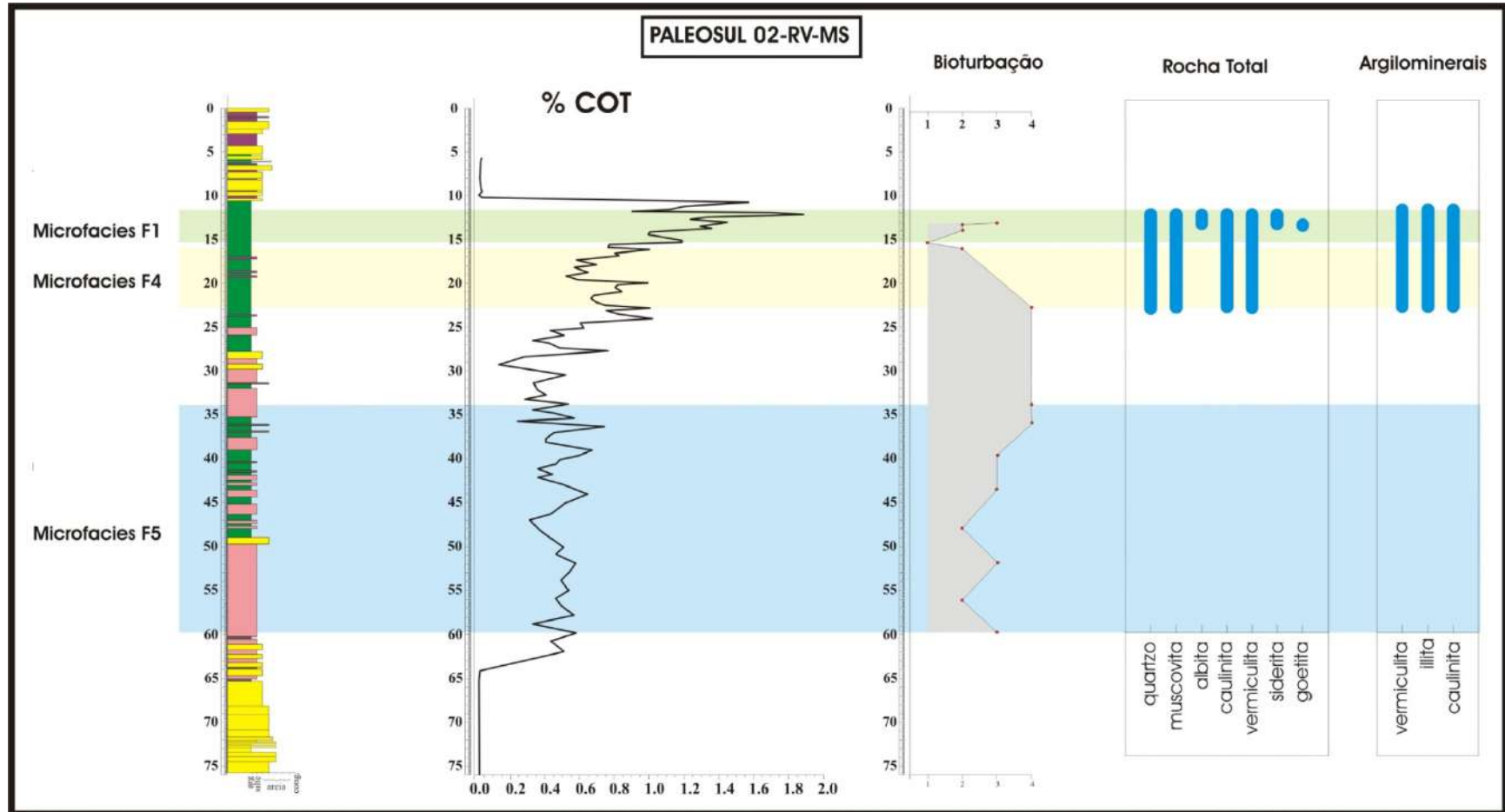
Figura 53 – Perfil composto do poço PALEOSUL 03-JA-PR.



Legenda: Perfil composto do poço PALEOSUL 03-JA-PR evidenciam-se a correlação entre o Grau API, COT (extraído de REZENDE,2007), classe de bioturbação, mineralogia total e argilominerais.

Fonte: A autora, 2017

Figura 54 – Perfil composto do poço PALEOSUL 02-RV-MS.



Legenda: Perfil composto do poço PALEOSUL 02-RV-MS evidenciam-se a correlação entre COT (extraído de PEREIRA et al., 2010), classe de bioturbação, mineralogia total e argilominerais.

Fonte: A autora, 2017.



## 6.2 Análise qualitativa dos argilominerais e implicações genéticas

A assembléia mineralógica observada nos difratogramas das amostras de rocha total do poço PALEOSUL 03-JA-PR é composta por quartzo, muscovita, argilominerais (clorita/vermiculita/montmorillonita e caulinita), ocorrendo ainda siderita.

A siderita foi identificada em amostras de profundidades distintas, quais sejam: 54,55; 56,60 e 81,00 metros. As condições gerais necessárias para a formação da siderita compreendem ambiente redutor, baixa concentração de sulfato dissolvido, pH próximo de neutro e pressão parcial de  $\text{CO}_2 > 0,1$  Pa (PEARSON, 1979; POSTMA, 1982; BHRIG, 1989). Essas condições físico-químicas são comuns em ambientes anóxicos em alguns lagos e em muitos ambientes parálicos e marinhos.

Quartzo, muscovita, argilominerais (clorita/vermiculita/montmorillonita e caulinita), goethita e calcita foram observadas no poço PALEOSUL 02-RV-MS.

As assembléias de argilominerais nos folhelhos do Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa apresentam forte correlação com suas sequências deposicionais descritas na literatura. Contudo, a interpretação ambiental do folhelho do poço PALEOSUL 03-JA-PR é um tanto difícil devido ao complexo sistema de argilominerais nos sedimentos. É difícil isolar os efeitos do ambiente deposicional daqueles da contribuição da área fonte e da história pós-deposicional. As características físico-químicas do conjunto mineral nos sedimentos indicam um pH de cerca de 7 a 8 em ambiente marinho. A presença de pirita, no entanto, bem como a presença de matéria orgânica nos folhelhos implicaria a redução das condições com valores de Eh negativos (HENDERSON, 1971) (Figura 53).

Análises de DRX realizadas por alguns autores (RAMOS E FORMOSO, 1975; CARELLI, 2010) na Formação Ponta Grossa mostram que o interestratificado de illita/montmorillonita, illita, caulinita e clorita são os argilominerais predominantes na Formação Ponta Grossa. Ao analisar os poços PALEOSUL 03-JA-PR e 02-RV-MS separadamente, é possível notar que ambos os poços apresentam um conjunto característico de argilominerais.

O poço PALEOSUL 03-JA-PR, localizado na Sub-bacia de Apucarana, apresenta illita e caulinita, em todas as amostras. O interestratificado clorita - esmectita aparece nas amostras localizadas em direção ao topo (35,95 e 54,55 metros), associados à pirofilita. Na profundidade de 56,60 metros onde é marcada a Superfície Máxima de inundação (SIM) (REZENDE, 2007) ocorrem interestratificados clorita/esmectita e illita/esmectita, associados

à pirofilita, marcando assim mudanças nas condições de sedimentação e nas condições térmicas, quando comparadas com as profundidades mais basais, onde só foram registrados interestratificados illita/esmectita associados à caulinita (Figura 53).

Os argilominerais interestratificada resultam da intercalação de dois ou mais argilominerais. A illita é um dos principais constituintes (HOSTERMAN E WHITLOW, 1983). Os tipos de camada mista presente no poço PALEOSUL 03-JA-PR são compostas por intercalações aleatórias de illita/esmectita e clorita/esmectita.

A clorita pode ser formada diageneticamente a partir da esmectita e da caulinita quando existe uma fonte de Fe e Mg (BJORLYKKE K.,1998). A aparente presença de clorita nos sedimentos originais da Formação Ponta Grossa (Ramos, 1970) caberia bem no sistema químico com a formação de illita. Sua origem é controversa, mas geralmente coexiste com illita em condições marinhas que são alcalinas, favorecendo a formação de illita/clorita (HENDERSON, 1971).

A maior contribuição de Fe e Mg para as folhelhos do poço PALEOSUL 03-JA-PR pode estar relacionado às características da área fonte, uma vez que o referido poço está localizado em regiões mais próximas ao embasamento na Sub-bacia de Apucarana. Outra possibilidade seria o fornecimento de Fe a partir de rios que atuavam no Devoniano. Além destas associações, tanto a corrensita quanto a forma irregular de clorita/esmectita, foram identificadas em diferentes ambientes: zonas de metamorfismo de contato em folhelhos; sequências carbonáticas paleozoicas; sequências sedimentares clásticas e vulcanoclásticas; depósitos de ferro tipo *Lake Superior*, e ainda podem ser formadas através de alteração hidrotermal de rochas vulcânicas intermediárias a básicas; na anadiagenese de sedimentos com argilominerais trioctaedricos e por intemperismo (REYNOLDS, 1984).

A transição esmectita/illita no poço PALEOSUL 03-JA-PR deve estar associada ao aumento de profundidade, como tem sido descrito para outras bacias no mundo, como no caso do Mar do Norte, Bacia de Douala no norte da África, Bacia da Polônia Central e Costa do Golfo do México (SRODON; EBERL, 1987).

A profundidade esperada para a substituição da esmectita por interestratificado e illita é de aproximadamente 3-4 km, sob condições de temperatura entre 70-100°C (BJORLYKKE, 1998) (Figura 55). Assim, as condições de acomodação dos sedimentos na Sub-bacia de Apucarana foram maiores que aquelas atingidas na Sub-bacia de Alto Garças. Adicionalmente, a ocorrência de illita em camadas interestratificadas implica em uma maior concentração de H<sub>2</sub>O, Mg, Al, Na ou Ca intercamada, em detrimento de K no ambiente deposicional (BAILEY et al., 1982). De certa forma, a sedimentação do Devoniano Inferior

nas duas sub-bacias da Bacia do Paraná demonstra diferenças significativas na contribuição de elementos químicos para a formação dos argilominerais.

Nas profundidades de 35,95; 54,55 e 56,60 metros no poço PALEOSUL 03-JA-PR (Figuras 42 e 43) ocorre pirofilita em conjunto com a forma irregular de clorita/esmectita. Esse interestratificado é comumente identificado em zonas de metamorfismo de contato em folhelhos (REYNOLDS, 1988; op. cit.). A presença de pirofilita tem sido interpretada como originada por metamorfismo de contato, devido às intrusões básicas (RAMOS & FORMOSO, 1975; ALVES E RODRIGUES, 1991). Bergamaschi (1999), com base em estudos realizados na seção tipo do Membro Jaguariaíva, na Sub-bacia de Apucarana, observou uma brusca diminuição nos valores do IH em direção ao topo da seção analisada (localizada a aproximadamente 400 metros de distância do poço PALEOSUL 03-JA-PR). Segundo o autor, isso indica uma ação do efeito térmico da intrusão de diabásio da falha de Jaguariaíva. Dessa forma, a ocorrência de pirofilita associada ao interestratificado clorita/esmectita na porção superior do poço PALEOSUL 03-JA-PR é sugestiva de metamorfismo de contato de baixa temperatura. Em contrapartida, essas associações de argilominerais não foram identificadas no poço PALEOSUL 02-RV-MS. Nesse contexto, a influência térmica nos folhelhos do Membro Jaguariaíva estaria restrita a alguns lugares da Sub-bacia de Apucarana. No poço PALEOSUL 02-RV-MS, situado no norte da Bacia do Paraná, na Sub-bacia de Alto Garças, as amostras analisadas com teores de COT mais elevados são constituídas essencialmente por illita, caulinita e vermiculita (Figura 56).

A illita apresenta uma fase mais cristalina, já que frequentemente, a illita mal cristalizada se encontra em associação com o argilomineral interestratificado illita/esmectita (HOWER et al., 1976; CHAMLEY, 1989; DUDEK; SRODON, 2000), o que não foi observado nas amostras analisadas do poço PALEOSUL 02-RV-MS. Para ocorrência de uma fase mais cristalina existe a necessidade de temperaturas entre 280 e 360°C atuando num longo intervalo de tempo, pois a formação de illita cristalina em sedimentos argilosos se dá lentamente (MEUNIER; VELDE, 2004). Os argilominerais tendem a indicar, assim como outros minerais, o ambiente onde eles foram formados, mas não necessariamente o ambiente em que foram depositados (KELLER, 1956). A origem da illita nestas amostras pode estar relacionada à sua área fonte bem como as reações pós-soterramentos. Condições mais rasas foram interpretadas para a Sub-bacia de Alto Garças, tendo por base o fato de que a seção é mais arenosa (RAMOS, 1970). Segundo Andrade & Camarço (1982), após a deposição da Formação Furnas seguiu-se um suave levantamento do flanco norte (GO) da Bacia do Paraná, do que resultou a formação de um conglomerado basal na Formação Ponta Grossa. Novo

levantamento entre o Emsiano e o Givetiano teria sido responsável pela reativação das áreas-fonte a leste e formação de uma cunha progradacional deltaica na porção média da Formação Ponta Grossa. Esse levantamento do flanco norte pode ter influenciado mudanças na área fonte da Sub-bacia de Alto Garças, originando argilominerais relacionados a uma contribuição mais continental presentes na seção mais argilosa, localizada no topo do poço PALEOSUL 02-RV-MS.

A vermiculita presente nas amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS deve ser derivada de clorita, uma vez que aquelas formadas pela alteração dos minerais micáceos são raras em sedimentos marinhos (MOORE E REYNOLDS, 1997; DEER et al., 1966).

A caulinita é originada de feldspatos por ação do intemperismo ou por ação hidrotermal (BATES 1959; apud SANTOS 1989). Entretanto, o intemperismo da muscovita possibilita a origem da caulinita. Assim, a muscovita identificada nos poços estudados tanto nas análises de DRX de rocha total como nas análises petrográficas pode ser um indício para a origem desse argilomineral (SAND, 1958, apud SANTOS, 1989.).

Formoso et al. (1993) descrevem a ocorrência de caulinita nas Formações Furnas e Rio Bonito. A identificação da caulinita em diferentes unidades estratigráficas reflete a contribuição de uma rocha fonte com composição específica. A ausência de caulinita na Formação Irati e nas formações sobrepostas sugere uma diminuição dos parâmetros de umidade no clima, provavelmente associada a um padrão de drenagens menos robusto (FORMOSO et al., op. cit.). Neste sentido, a caulinita presente nas amostras dos poços estudados deve refletir condições climáticas mais úmidas para deposição sedimentar no Devoniano inferior.

### **6.3 Influência dos argilominerais em sistemas petrolíferos**

As peculiaridades do período Devoniano ainda são escassamente conhecidas, especialmente no que diz respeito ao Devoniano inferior (Formação Ponta Grossa, Membro Jaguariaíva), aqui abordado, quando comparadas as pesquisas relacionadas aos processos sedimentares que ocorreram nas porções mais argilosas das demais rochas geradoras da Bacia do Paraná. Esse fato aumenta a complexidade no estudo destas seções, entretanto, os resultados aqui relatados constituem um estímulo à continuidade do investimento da pesquisa relacionada a esse tema, ainda mais que o potencial para a exploração de gás natural não

convencional (*shale gas*) na Bacia do Paraná tem sido sugerido pela Agência Nacional de Petróleo (ANP).

A exploração de petróleo e gás necessita, pelo menos, confirmar se a área tem potencial para a geração de petróleo e gás. A geoquímica orgânica é a principal ferramenta para o estudo da geração e expulsão de óleo e gás. No entanto, a análise dos argilominerais é fundamental para a avaliação dos parâmetros exploratórios, uma vez que eles coexistem com a matéria orgânica. As rochas sedimentares e os argilominerais ultrafinos são sensíveis às mudanças nas rochas que acompanham os processos de geração e expulsão de hidrocarbonetos. A associação de argilominerais e matéria orgânica em folhelhos é um fator significativo na gênese do petróleo (LAZAR et al., 2015). Grim (1947) enfatizou a probabilidade de que os argilominerais em folhelhos concentrassem componentes orgânicos por adsorção para concentrar matéria orgânica abundante, posteriormente, disponível para geração de petróleo (BROOKS, 1952).

Alguns autores relatam a transformação de argilominerais durante a diagênese, como na situação da passagem da montmorillonita para um interstratificado de montmorillonita/illita até chegar a illita (HOWER et al., 1976). Transformações na ordenação de illita/esmectita (I/S) são informações particularmente úteis para a geração de hidrocarbonetos, devido à coincidência entre as temperaturas de conversão de I/S e o início da geração de óleo.

Segundo os estudos realizados por Drits et al. (2002) em folhelhos do Mar do Norte (Jurássico Superior), a geração de petróleo ocorre simultaneamente com a transformação diagenética de I / S. Segundo o autor, uma das ligações entre as duas reações pode ser a seguinte:  $\text{NH}_3$  liberado durante a máxima geração de óleo é fixado como  $\text{NH}_4$ , formando Cátions  $\text{NH}_4$  e camadas do mineral tobelita a partir de camadas de esmectita ou vermiculita de minerais I / S. Esse processo leva à formação de minerais de Illita-Tobelita-Esmectita-Vermiculita (I-T-S-V) de quatro componentes em um intervalo diagenético, chamado de "janela de tobelitização". Drits et al. (2002) relatam que a quantidade de camadas de tobelita e  $\text{NH}_4^+$  fixo aumenta com a diagênese, enquanto que a concentração de  $\text{K}^+$  fixada nos minerais de camada mista I / S, bem como a proporção de camadas de illita de  $\text{K}^+$  permanece constantes, independentemente da localização e profundidade da amostra e o grau de transformação diagenética. Nesse sentido, a diagênese desses folhelhos não é acompanhada pela ilitização da esmectita, como é geralmente o caso, mas por esmectita (ou montmorillonita) para o estabelecimento da tobelitização (DRITS et al. op. cit.).

No poço PALEOSUL 03-JA-PR a presença do interestratificado illita/esmectita pode ser utilizado como um geotermômetro e indicador de maturidade térmica, o mesmo tem sido descrito para os folhelhos da Costa do Golfo (POWERS, 1957, HOWER et al., 1976, HOFFMAN E HOWER, 1979). A boa relação entre mudanças na ordenação de interestratificado illita/esmectita e cálculo de temperaturas máximas de soterramento ou maturação de hidrocarbonetos sugere que interestratificado illita/esmectita é um geotermômetro para a obtenção de excelentes medidas de maturidade térmica (WAPLES, 1980; BRUCE, 1984; POLLASTRO, 1993) (Figura 55). A associação de argilominerais pode ser utilizada para verificar o grau de geração de hidrocarbonetos, por exemplo, a presença de illita-esmectita-tobelita demonstra que a geração de petróleo ocorreu em condições satisfatórias. Em contrapartida, a ausência de camadas de tobelita denota em um sistema em que as rochas não foram aquecidas suficientemente para gerar quantidades elevadas de óleo (DRITS et al., 2002). Nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR nas profundidades relacionadas a ocorrências de interestratificados illita/esmectita não foram observados a presença de tobelita que é uma mica com estrutura e composição análogas às da muscovita, porém com amônio como cátion interlaminar (SRODON, 2006).

As mudanças significativas dos argilominerais durante o soterramento e relações com os estágios diagenéticos, temperatura, maturidade da matéria orgânica, geração e expulsão de hidrocarbonetos estão resumidas na Figura 55.

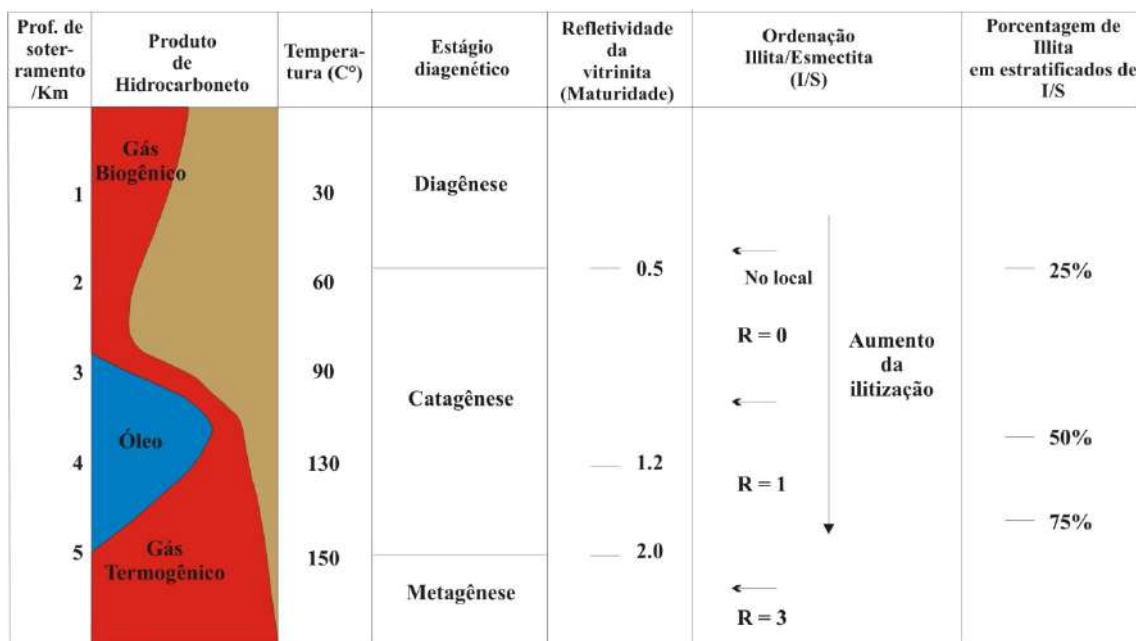
Durante a diagênese precoce a maturidade da rocha-fonte indicada pela reflectância da vitrinita ( $R_o$ ) é baixa, com baixa porcentagem de illita nos interestratificados de illita/esmectita, (ex.  $R_o = 0,5\%$  corresponde aproximadamente a cerca de 25% de presença de illita). Neste período ocorre grande perda de água nos argilominerais e pouco óleo é gerado durante esta ocasião. Com o aumento de pressão e temperatura a concentração da illita tende a aumentar no interestratificado illita/esmectita (entre 25 % - 50%) correspondendo à maior zona de geração de óleo (JIANG, 2012).

Quando mais de 75% de camadas de illita estão presentes em interestratificado de illita/esmectita, o craqueamento gerará gás seco ( $R_o > 1,5\%$ ). Esta Tendência geral pode ser usada para prever se a rocha fonte é capaz de gerar hidrocarbonetos. Por exemplo, a esmectita altera-se para illita a uma temperatura de 80 a 120 °C, corresponde ao pico de geração de óleo na mesma faixa de temperatura (JIANG, 2012).

Nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR foram identificados os interestratificados illita/esmectita nas porções mais argilosas com preservação de matéria

orgânica, deste modo, ocorre à indicação para a geração de gás no Devoniano inferior na Sub-bacia Apucarana da Bacia do Paraná.

Figura 55 - Relação entre temperatura, estágio diagenético, reflectância da vitrinite (maturidade da rocha), alterações na camada interestratificada illita/esmectita e porcentagem de illita na camada interestratificada illita/esmectita.


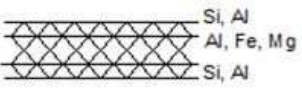
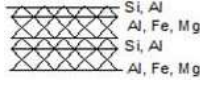


Fonte: Modificado de Jiang. (2012).

Nos reservatórios de gás e óleo, a presença de argilominerais tem impacto importante nas propriedades como porosidade e permeabilidade. Nas amostras dos poços PALEOSUL 03-JA-PR e PALEOSUL 02-RV-MS a qualidade selante geralmente aumenta conforme a quantidade de argila cresce. Segundo Almon & Dawson (2004), a presença de silte detrítico parece influenciar a efetividade do processo de compactação mecânica, a permeabilidade e a capacidade selante (ALMON & DAWSON, op. cit.), essas condições foram observadas nas fácies 2, 4 e 5 dos poços. Além do conteúdo de silte, a organização da trama (se bioturbada ou laminar) influencia as características selantes.

A análise qualitativa dos argilominerais por DRX demonstra a presença de argilominerais com estrutura laminar potencialmente instável, tais como a esmectita, clorita e interestratificados que são materiais que possuem limites de liquidez elevados e alta plasticidade. Quando secos, eles são duros, mas perdem facilmente sua resistência quando absorvem água (PRESA, 1984) (Tabela 14).

Tabela 14 – Propriedades dos principais grupos de argilominerais.

	<b>Caulinita</b>	<b>Illita</b>	<b>Minerais 2:1:1</b>	<b>Vermiculita</b>	<b>Esmectitas</b>	<b>Clorita</b>
<b>TIPO</b>	<b>1:1</b>			<b>2:1</b>		<b>2:1:1 (2:2)</b>
<b>Estrutura das camadas</b>						
<b>Expansão</b>	-	-	<b>X</b>	<b>XX</b>	<b>XXX</b>	-
<b>Capacidade de retenção de água</b>	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>XX</b>	<b>XXX</b>	<b>XXXX</b>	<b>X</b>
<b>Plasticidade, Coesão e Pegajosidade</b>	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>XX</b>	<b>XXX</b>	<b>XXX</b>	<b>X</b>

Legenda: Propriedades dos principais grupos de argilominerais observados nos folhelhos da Formação Ponta Grossa, Membro Jaguariaíva.

Fonte: A autora, 2017.



## CONCLUSÕES

A presente tese foi realizada no sentido de caracterizar o potencial das rochas geradoras da Formação Ponta Grossa a partir da análise de dois poços. O poço PALEOSUL 03-JA-PR está localizado na Sub-bacia de Apucarana e o poço PALEOSUL 02-RV-MS na Sub-bacia de Alto Garças. Ambas as rochas estão posicionadas litoestratigraficamente no Membro Jaguariaíva (Formação Ponta Grossa). A caracterização dos folhelhos nos poços permitiu entender as diferenças e similaridades existentes nas duas sub-bacias. Os índices mineralógicos iniciais avaliados nas amostras sugerem que os folhelhos (rochas argilosas) do poço PALEOSUL 03-JA-PR foram depositados em um ambiente mais profundo, corroborando com as propostas já existentes na literatura. Por outro lado, os folhelhos analisados no poço PALEOSUL 02-RV-MS são caracterizados por sedimentação típica de um ambiente deposicional com contribuição continental mais incisiva.

A composição mineralógica observada na petrografia dos folhelhos de ambos os poços são similares, consistindo em quartzo, feldspato, muscovita, biotita, argilominerais e opacos.

A análise da associação microfaciológica facilitou o entendimento da profundidade da coluna de água e ambientes deposicionais, além de conferir um caráter prático para a sua descrição. Assim, foi observado a associação da Microfácies F1 com às SIMs.

Os estudos icnológicos foram fundamentais para a identificação de cinco microfácies relacionadas a níveis argilosos e sílticos. As microfácies mais argilosas quando associados a teores mais elevados de matéria orgânica estão relacionadas a um ambiente marinho profundo, com anoxia e baixa atividade de organismos. Arrolados a processos decantativos e fluxos turbulentos de baixa densidade.

A microfácies siltito argiloso com laminações incipientes e microtrama caótica são características de ambiente marinho com pouca preservação de matéria orgânica, alta produtividade de organismos e a presença de nutrientes no ambiente deposicional.

A intensidade de bioturbação, também foi relacionada ao conteúdo de Carbono Orgânico Total (COT). As bioturbações mais intensas são visualizadas, provavelmente, relacionadas a maiores teores de oxigênio no ambiente deposicional ocasionando menor preservação de matéria orgânica nesses ambientes. Nos casos em que a bioturbação é incipiente ou ausente, os sedimentos são representados por fácies de folhelho escuro, finamente laminado e por teores de COT mais elevados.

As icnofácies *Skolithos*, *Cruziana* e *Zoophycos isp.* foram identificadas nas amostras dos poços PALEOSUL 03-JA-PR e PALEOSUL 02-RV-MS. As mesmas estão diretamente relacionadas ao contexto deposicional e a batimetria inferidos a cada uma das Associações de Microfácies.

Os ensaios de difratometria de raios X (DRX) mostraram que a composição mineralógica dos folhelhos envolvidas neste estudo está constituída em todas as amostras por illita e caulinita e interestratificados com esmectita e clorita ocorrendo somente na Sub-bacia de Apucarana. A vermiculita está presente nos folhelhos da Sub-bacia de Alto Garças. Entre minerais não argilosos, além do quartzo, ocorrem feldspatos com predominância para os feldspatos potássicos e óxidos e de ferro, estes em geral, vestigiais, relacionados a uma contribuição de uma fonte continental mais proximal. Através da microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi possível confirmar que os folhelhos apresentam textura e granulometria características.

O sistema de argilominerais encontrado nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR é distinto daquele identificado nas amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS. Os complexos interestratificados indicam nesse caso específico, modificações dos parâmetros diagenéticos (relacionados a movimentações tectônicas ocorridas no Devoniano) e, conseqüentemente, uma influência direta das condições de sedimentação. A proximidade com o embasamento também pode ter influenciado a sedimentação da Sub-bacia de Apucarana proporcionando uma maior contribuição de elementos químicos para a sub-bacia.

Por outro lado, a escassez ou ausência de interestratificados implica em sistemas de argilominerais mais simples, sem mudanças significativas durante a diagênese, como observado nas análises realizadas nas amostras do poço PALEOSUL 02-RV-MS.

Os interestratificados clorita/esmectita e a presença de pirofilita nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR sugerem a presença de metamorfismo de muito baixo grau atuando nas rochas desse poço.

Os interestratificados de illita/esmectita identificados nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR apontam, para condições de soterramento contrastantes com aquelas esperadas para as rochas do poço PALEOSUL 02-RV-MS, como exemplificado pelos argilominerais encontrados neste poço. Isso sugere regiões mais favoráveis para um ambiente em consonância para uma provável geração de gás na Sub-bacia de Apucarana.

Tendo em vista as análises microfaciológicas, onde os folhelhos analisados neste trabalho foram classificados como argilosos, argilito sílticos e siltitos argilosos, as amostras estudadas têm baixa qualidade como selantes. Entretanto, existe a possibilidade desses

folhelhos comportarem-se como *shale gas*. A análise qualitativa dos argilominerais por DRX demonstra a presença de argilominerais com estrutura laminar potencialmente instável, tais como a esmectita, clorita e interestratificados que são materiais que possuem limites de liquidez elevados e alta plasticidade e nesse contexto, vale ressaltar que as análises realizadas nesta tese estão localizadas em áreas mais rasas da Bacia do Paraná. Os métodos aplicados nas amostras do poço PALEOSUL 03-JA-PR localizado na Sub-bacia de Apucarana, devem ser utilizadas como ferramentas indispensáveis em apreciações futuras dos folhelhos do Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa nas porções mais profundas da Bacia do Paraná, para avaliações mais completas do potencial petrolífero e como provável candidato à exploração em sistemas não convencionais.

## REFERÊNCIAS

- ABELHA, M.; BORGHI, L.; FERNANDES, A. C. S. *Análise Icnológica da Formação Ponta Grossa (Devoniano) em Afloramentos da Borda Leste da Bacia do Paraná*. in: JORNADA GIULIO MASSARANI DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, ARTÍSTICA E CULTURAL DA UFRJ, 28, RIO DE JANEIRO. Livro de Resumos. Rio de Janeiro: Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. 2007. 234 p.
- AIGNER, T. REINECK, H. E. *Proximal trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis*. *Senckenbergiana marítima*. 14. (1982). p.183-215 .
- AGUIAR, A.P.O. *Estratigrafia de alta resolução aplicada ao intervalo Praguiano da Baía do Paraná com base em furos de sondagem rasas e afloramentos da região norte da bacia*. 2004. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2004.
- ALVES, D.B.; RODRIGUES, R. *Effects of igneous intrusions on Clay minerals of shale in the Ponta Grossa Formation, Paraná Basin, Brasil*. In: 7Th Euroclay Conference, 1991, Dresden. Proceedings. 1991. p. 37-41.
- ANDRADE, S.M. & CAMARÇO, P.E.N. *Sequências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador. Anais... Salvador, SBG. v. 5. 1982. p. 2132-2144.
- ASSINE, M.L. *Aspectos da Estratigrafia das Sequências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996. Tese de Doutorado.
- ASSINE, M.L.; ALVARENGA, C.J.S.; PERINOTTO, J.A.J. *Formação Iapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná*. São Paulo, Rev. Bras. Geoc., v.28, n.1. 1998. p. 51-60.
- AZEVEDO, I., BOLZON, R.T. & SCHEFFLER, S.M. *Roteiro paleontológico do Devoniano do Estado do Paraná*. In: Simpósio de Roteiros Geológicos do Paraná, 1., 2002. Universidade Estadual de Ponta Grossa: SBG PR. 2002. p. 35-41.
- BAHRIG, B. *Stable isótopo composition of siderite as na indicator of the paleoenvironmental history of oil shale lakes*. *Paleogeog., Paleoeoclimatol.,Paleoecol.*, 70. 1989. p. 139-151.

BAILEY, S.W. *Nomenclature for regular interstratifications*. American Mineralogist, 67. 1980. p. 394-398.

BATES, T. F. *Morphology and crystal chemistry of 1: 1 layer lattice silicates*. American Mineralogist, v. 44. 1959. p. 78-114.

BERGAMASCHI, S. *Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil*. 1992. 172 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 1992.

BERGAMASCHI, S. *Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano, (Formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-bacia Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil*. São Paulo. 1999. 167 p. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, USP – IGC.

BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E. *Caracterização de seqüências deposicionais de 3ª ordem para o Siluro-Devoniano na Sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil*. Ciência-Técnica\_Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 20. 2001. p. 63-73.

BJØRLYKKE, K. *Clay mineral diagenesis in sedimentary basins – a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea basin*. Clay Minerals, 33. 1998. p. 15-34.

BOLZON, R.T.; AZEVEDO, I. *Sítio Jaguariaíva, PR. Invertebrados devonianos de grande importância paleobiogeográfica*. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M.L.C. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral. 2002. p. 33-37.

BOSETTI, E. P.; GRAHN, Y.; HORODYSKI, R. S.; MAULLER, P. M.; BREUER, P.; ZABINI, C. *An Earliest Givetian “Lilliput Effect” in the Paraná Basin, and the collapse of the Malvinokaffric shelly fauna*. Paläontologische Zeitschrift. v. 85. Brindley. 2011. p. 49-65.

BOSETTI, E. P.; SILVA, R. C. *Primeira ocorrência de Phycosiphon Von Fischer-Ooster, 1858 na Formação Ponta Grossa (Devoniano, Bacia do Paraná) e considerações sobre mudanças ecológicas na passagem Eifeliano-Givetiano*. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA – PALEO, 2009, 11, Curitiba. Boletim de Resumos, Curitiba. 2009. p. 10.

BOSETTI, E. P.; HORODYSKI, R. S.; COMNISKEY, J. C. *Phycosiphon and the biotic crisis in the latest Eifelian/earliest-Givetian boundary, Paraná Basin, Brazil*. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO DE ICNOLOGIA, 1, São Leopoldo. Resúmenes. São Leopoldo: Unisinos. 2010. p. 26.

BRANCO, P. de M. *Dicionário de mineralogia e gemologia*. 2. ed. rev. e ampl. -- São Paulo : Oficina de Textos, 2014.

BROOKS, B.T. *Evidence of Catalytic Action in Petroleum Formation Ind. Eng. Chem.*, 44 (11). 1952. p. 2570–2577.

BRUCE, C. H. *Smectite dehydration--Its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern Gulf of Mexico*: Amer. Assoc. Petrol. Geol, Bull. 68. 1984. p. 673-683.

CAMPANHA, V. A. *O significado do icnofóssil Zoophycos isp na sedimentação da Formação Ponta Grossa (D) Bacia do Paraná*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 57, 1985.

CARELLI, T.G. *Caracterização de microfácies sedimentares em folhelhos da Formação Ponta Grossa (devoniano), na borda leste da bacia do Paraná*. Dissertação (Mestrado em Geologia) 218 p. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade federal do Rio de Janeiro. 2010.

CARELLI, T.G.; BORGHI, L. *Caracterização de Microfácies Sedimentares em Folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano) na Borda Leste da Bacia do Paraná*. Anuário do Instituto de Geociências (Online), v. 34. , 2011. p.84.

CASTRO, J. C. *Sedimentology. stratigraphy and paleontology of the Gondwana sequence of the Parana Basin*. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 17, São Paulo, Brazil. Guidebook. Excursion A2: Rio de Janeiro. Petroleo Brasileiro S.A., 1988. p. 100.

CHAMLEY. H. *Clay Sedimentology*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 1989. p. 623

CIGUEL, J.H.C. & NETTO, R.G. *Icnofósseis*. In: Rösler, O. (Coord.), *Paleontologia da Bacia do Paraná e Roteiro da Excursão 01*. Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, Curitiba. Anais... Curitiba, Sociedade Brasileira de Paleontologia, v.5. 1989. p.131-140.

CLARKE, J. M. *Fósseis devonianos do Paraná*. Monografia do serviço geológico e mineralógico do Brasil, 1913.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *Minerais constituintes de rocha – Uma Introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 1966. 558p.

DIAS, A.E.S. *A geoquímica orgânica aplicada ao intervalo Devoniano inferior da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná*. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 2006.

DINO, R.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; MELO, J.H.G.; LOBOZIAK, S.; STEEMANS, P. *Biochronostratigraphic investigations of the Pragian and Emsian stages on the southeastern border of the Paraná Basin*. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 2, Porto Alegre, RS, boletim de resumos expandidos. UFRGS. 1995. p. 19-25.

DINO, R. & RODRIGUES, M.A.C. *Palinomorfos eodevonianos da Formação Furnas - Bacia do Paraná*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67 (1). 1995. p. 107-116.

DINO, R. *Palynostratigraphy of the Silurian and Devonian Sequence of the Paraná Basin, Brazil*. In: Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: Update, Problems and Perspectives. Ed. Faculdade de Geologia/Gráfica da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 1999. p. 27-55.

DRITS, V.A., LINDGREEN, H., SAKHAROV, B.A. *Tobelitization of smectite during oil generation in oil-source shales. Application to north sea illite-tobelite-smectite-vermiculite*. Clays and Clay Minerals, v. 50, no.1. 2002. p. 82-98.

DUDEK, T.; SRODON, J. *Thickness distribution of illite crystal in shales. II: Origin of the distribution and the mechanism of smectite illitization in shales*. Clays and Clay Minerals, New York, v. 51. 2003. p. 529-542.

FERNANDES, A. C. S.; MELO, J. H. G. *Ocorrência do icnogênero Bifungites na Formação Ponta Grossa, Devoniano do estado do Paraná*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 57, 2, p. 203-207, 1985.

FERREIRA, F. J. F. ; MORAES, R. A. V. ; FERRARI, M. P. ; VIANNA, R. B. 1981. *Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara*. In: III Simpósio Regional de Geologia. Curitiba-PR. Atas do III Simpósio Regional de Geologia.. São Paulo-SP: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1. 1981. p. 226-240.

FORMOSO, M. L. L.; RAMOS, A. N. & Alves, D. B. *Clay mineralogy of the gondwanic sedimentary rocks of the Paraná Basin, South America*. In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, Adelaide, Australia. 1993. p. 421- 428.

FOSCOLOS, A. E., POWELL, T. G., GUNTHER, P. R.: *The use of clay minerals and inorganic and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales*. Geochim. Cosmochim. 1976. Acta 40, 953-966.

FREITAS BRAZIL, F.A. *Estratigrafia de seqüências e processo diagenético: Exemplo dos arenitos marinho-rasos da Formação Ponta Grossa, Noroestada Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro. 2004. 124 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 2004.

FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná*. Rev. Bns. Geoc., 12(4).d 1982. p. 590-611.

GAMA, R.M.A. *Estratigrafia de Alta Resolução Aplicada ao Eodevoniano da Bacia do Paraná na Região de Jaguariaíva – PR*. 2009. 67p. Monografia de Graduação. UERJ.

GAUGRIS, K.A. & GRAHN, Y. *New chitinozoan species from the Devonian of the Paraná basin, south Brazil, and their biostratigraphic significance*. Ameghiniana, 43. 2006. p. 293-310.

GAVIRIA S.; SARMIENTO G. & SÁNCHEZ M. *Clay Minerals as Thermodynamic Markers in Lower Cretaceous Mudstones in the Region of Ráquira, Boyacá, Colombian Eastern Cordillera*. Geología Colombiana, 2012 - Vol. 37 - ISSN 0072-0992 - e-ISSN 2357-3767

GERRIENE, P.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, M.A.C. & STEEMANS, P. *An Early Devonian flora, including Cooksonia, from the Paraná Basin (Brazil)*. Review of Paleobotany and Palynology. 2001. p.19-38.

GERRIENNE, P.; FAIRON-DEMARET, M.; GALTIER, J.; LARDEUX, H.; MEYER-BERTHAUD, B.; REGNAULT, S.; STEEMANS, P. *Plants Associated with Tentaculites in a New Early Devonian Locality from Morocco*. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, n. 54. 1999. p. 323-335.

GRAHN, Y. *Chitinozoan biostratigraphy in the Devonian outcrop belt of the east part of the Paraná basin, and in older formations from Paraná basin, Brazil*. Report Faculdade de Geologia, UERJ-FAPERJ. 1997. 28p.

GRAHN, Y. *Recent Progress in Silurian and Devonian Chitinozoan Biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay*. In: M.A.C. Rodrigues; E. Pereira (ed.) Ordovician – Devonian Palynostratigraphy In Western Gondwana: Update, problems and perspectives. Rio de Janeiro, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 1999. p.147-164.

GRAHN, Y.; PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S. *Silurian and Lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay*. Palynology, 24. 2000. p.147- 176.

GRAHN, Y.; BERGAMASCHI, S. & PEREIRA, E. 2002. *Middle and Upper Devonian Chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay*. Palynology, 26. 2002. p. 135–165.

GRAHN, Y.; MAULLER, P.M.; BREUER, P.; BOSETTI, E.; BERGAMASCHI, S & PEREIRA, E. *The Furnas/Ponta Grossa contact and the age of the Lowermost Ponta*



*Grossa Formation in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, Brazil): Integrated Palynological age determination.* Revista Brasileira de Paleontologia, 13(2). 2010. p. 89-102

GRIM, R. E. *Relation of clay mineralogy to origin and recovery of petroleum:* Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 31, no. 8. 1947. p. 1491-1499.

HENDERSON, G. V. *The origin of pyrophyllite-rectorite in shales of north central.;* see Abs. North American Geology. 1971. p. 239-246.

HOFFMAN, J. AND HOWER, J. *Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana:* in Aspects of Diagenesis, P. A. Scholle and P. S. Schluger, eds., SEPM Spec. Publ. 26. 1979. p.55-79.

HOSTERMAN, J.W. and WHITLOW, S. I. *Clay Mineralogy of Devonian Shales in the Appalachian Basin.* 1983. p. 81-585.

HOWER, J., ESLINGER, E. V., HOWER, M. E., and PERRY, E. A. *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: Mineralogical and chemical evidence:* Geol Soc. Amer. Bull. 87. 1976. p.725-737.

JIANG, S. *Clay Minerals from the Perspective of Oil and Gas Exploration, Clay Minerals in Nature - Their Characterization, Modification and Application,* Dr. Marta Valaskova (Ed.), InTech, DOI: 10.5772/47790. Available from: <https://www.intechopen.com/books/clay-minerals-in-nature-their-characterization-modification-and-application/clay-minerals-from-the-perspective-of-oil-and-gas-exploration>. 2012.

JUSCHAKS FILHO J. R. V. *Análise de Perfis Aplicada na Avaliação de Reservatórios do tipo "Shale Gas."* 2013. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2013.

KETZER, J.M., MORAD, S., AMOROSI, A. *Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework.* In: Worden, R.H. & Morad, S. (eds.) *Clay Minerals Cements in Sandstone.* SEPM Special Publication, 34. 2003. p. 43-61.

LANGE F.W. *Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin.* Bol. Par. Geoc., 21-22..63-98.

LANGE, F.W. E PETRI, S. *The Devonian of the Paraná Basin.* Boletim Paranaense Geociências, 21/22. 1967. p 5-55.

LAZAR, O.R.; BOHACS, K.M.; MACQUAKER, J.H.S.; SCHIEBER, J.; E DEMKO T.M. 2015. *Capturing Key Attributes of Fine-Grained Sedimentary Rocks in Outcrops, Cores, and*

*Thin Sections: Nomenclature and Description Guidelines*. As published in: Journal of Sedimentary Research. v. 85. 2015. p. 230-246.

LOBATO G., BORGHI L. *Análise estratigráfica da Formação Furnas (devoniano inferior) em afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná.*) Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás – IBP. 2004.

LOBOZIAK, S.; MELO, J.H.S.; STEEMANS, P.; BARRILAR, I.M.R. *Miosporesevidence for pre-Emsian and latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná basin, south Brazil. An. Acad. Brás. Ci., 67(3).* 1995. p. 391-392.

LUDWIG, G. & RAMOS, A.N. *Estudo faciológico das formações Iapó, Furnas e Ponta Grossa do Paleozóico Inferior da Bacia do Paraná.* PETROBRÁS (Relatório interno DEBSP/292). 1965.

MAIA, P. R. *Uso da modelagem de bacias para avaliar o potencial para Shale Gas da Formação Irati, Bacia do Paraná.* 2015. Tese (Doutorado em Geologia). Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2015.

MANGER, K. C., S. J. P. OLIVER, J. B. CURTIS, AND R. J. SCHEPER. Geologic influences on the location and production of Antrim Shale gas, Michigan Basin: SPE Paper 21854, Proceedings of Society of Petroleum Engineers, Rocky Mountain Regional; Low Permeability Reservoirs Symposium and Exhibition, p. 511–519. 1991

MELO, J.H.G. *The malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil.* In: McMILLAN, N. J.; IEMBRY, A.F.; GLASS, D.J. (eds.) *Devonian of the world.* Can. Soc. Petrol. Geol. 1988. p. 669-703 (Memoir 14).

MENDLOWICZ MAULLER, P., Y. GRAHN & T. R. MACHADO CARDOSO, 2009. *Palynostratigraphy from the Lower Devonian of the Paraná Basin, south Brazil, and a revision of contemporary chitinozoan biozones from western Gondwana.* Stratigraphy 6: 313-332..

MERRIMAN, R.I.; PEACOR, D.R. *Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress.* In: *Low-Grade Metamorphism* (eds. Frey, M. & Robinson, D.), Blackwell Science, Oxford. 1999. p. 10-60.

MEUNIER, A. *Clays.* Berlim: Springer. Meunier; Velde. 2005. 472p.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.B. *Bacia do Paraná.* Bol. Geoc. Petrobrás, 8(1). 1994. p. 69-82.

MILANI E.J.; MELO J.H.G., SOUZA P.A.; FERNANDES A.L.; FRANÇA A.B.; *Bacia do Paraná.* Bol. Geoc. Petrobrás, 15(2). 2007. p. 265-287.

- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C., Jr. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, 2nd ed. xviii + Oxford, New York: Oxford University Press. 1997. p.378.
- MORAD, S., KETZER, J. M., DE ROS, F. *Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins*. *Sedimentology*, 47. 2000. p. 95-120.
- MORAES RÊGO, L. F. *A geologia do petróleo no Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (Boletim 46). 1931. p. 110.
- NEVES, L.E. *Estudo prático de argilas por difratometria de raios – x* B. téc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 11 (1). 1968. p. 123-135.
- NETTO, R. G.; TOGNOLI, F. M. W.; GANDINI, R.; LIMA, J. H. D.; GIBERT, J. M. de. *Ichnology of the phanerozoic deposits of southern Brazil: synthetic review*. In: NETTO, Renata Guimarães; CARMONA, Noelia Beatriz; TOGNOLI, Francisco Manoel Wohnrath (orgs). *Ichnology of Latin America: Selected Papers*. Monografias da Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2, 2012. p. 37-68.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Técn. da Petrobras*, 12(3). 1969. p. 291-346.
- OLIVEIRA, E. P. *O terreno devoniano do sul do Brasil*. *Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto*, 14. 1912. p. 31-41.
- OLIVERO, D. *La trace fossile Zoophycos isp du Jurasique du sudest de la France. Signification paleoenvironnementale*. Doc. LabG\_ Ol Lyon 129:1-329. In: Giraud, F.; Olivero, D.; Baudin, F.; Reboulet, S.; Pittet, B.; Proux, Olivier. 2003. Minor changes in surface-water fertility across the oceanic event 1d (latest Albian, SE France) evidenced by calcareous nannofossils. *International Journal Earth Science*, 92. 1994. p. 267-284.
- PEARSON, M.J. *Geochemistry of the Hepworth Carboniferous sediment sequence and origin of the diagenetic iron minerals and concretions*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43. 1979. p. 927-941.
- PEMBERTON S. G., JAMES A. MACEACHERN J. A., GINGRAS M. K., ZHANG J. *Significance of ichnofossils to genetic stratigraphy--Examples from the Cretaceous of Alberta, Canada* *Journal: SCIENCE IN CHINA (SERIES D)*. 2000. Issue:5
- PEREIRA, E. *Análise estratigráfica do Paleozóico médio da Sub-bacia do Alto Garças, no sudoeste de Goiás, Bacia do Paraná, Brasil*. Dissertação. 172 p. (Mestrado em Geologia). Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, UFRJ. 1992.

- PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. *Estudo da evolução tectono-sedimentar das sequências ordoviciana, siluriana e devoniana nas sub-bacias de Apucarana e de Alto Garças, Bacia do Paraná, Gondwana Ocidental. In: Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia*, 1, Ponta Grossa, PR. Anais. Ponta Grossa PMPG/UEPG/UFPR. 1996. p. 289-297.
- PEREIRA, E., BERGAMASCHI, S., RODRIGUES, M.A., 1998. *Sedimentary evolution of the Ordovician, Silurian and Devonian sequences of Paraná Basin in Brazil. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, 1997 (3-6): 779-792, Stuttgart, Alemanha.
- PEREIRA, E. *Evolução Tectono-sedimentar do intervalo Ordoviciano-Siluriano da Bacia do Paraná, com ênfase na Sub-Bacia de Alto garças e no Paraguai Oriental*. 277 p. Tese (Doutrado em Geologia). São Paulo, Instituto de Geociências, USP. 2000.
- PEREIRA, E.; RODRIGUES, R.; BERGAMASCHI, S.; SOUZA, M.S.P. . *Caracterização Químioestratigráfica do Devoniano Inferior da Bacia do Paraná*. Memórias - Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, v. 14, p. 349-353, 2010.
- PETERS, K.E.; WALTERS, C.C.; MOLDOWAN, J.M. *The biomarker guide, biomarkers and isotopes in petroleum exploration and earth history*. Cambridge university, v. 2. 2005.
- PETRI, S. *Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, (129). 1948. p. 1-125.
- PETRI, S; FÚLFARO, V. J. *Geologia do Brasil*. São Paulo, EDUSP, 1983.
- PICARD, M. D. *Classification of fine-grained sedimentary rocks*. J. Sedim. Res., 41 (1). 1971. p.179-195.
- POLLASTRO, R.M. *Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age*. Clay and Clay Minerals, Vol.41, No.2. 1993. p.119-133.
- POPP, M.T.B. *Revisão dos trilobitas calmoniideos e comunidades faunísticas da Formação Ponta Grossa, Devoniano, no estado do Paraná*. Porto Alegre. 1985. 112p. Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- POPP, J.H. & BARCELLOS-POPP, M. *Análise estratigráfica da sequênciadeposicional devoniana da Bacia do Paraná (Brasil)*. Revista Brasileira de Geociências, 16(2). 1986. p. 187 – 194.
- POSTMA, D. *Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments*. American Journal of Science 282. 1982. p. 1151-1183.

POTTER, P.E., MAYNARD, J.B. AND DEPETRIS, P.J.: *Mud and Mudstones*. Springer Verlag, New York. 2005. 297 pp.

POWERS, M.C. *Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level: Clays & Clay Minerals*, Proceedings of the Sixth National Conference. 1957. p. 309-326.

PRESA, E. P. *Deformabilidad de las arcillas expansivas bajo succión controlada*. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Madrid. 1984. 274p.

QUADROS, L. P. *Silurian-Devonian acritarch assemblages from Paraná Basin: na update and correlation with Northern Brazilian basins*. In: RODRIGUES, M. A. C. e PEREIRA, E. eds.. Rio de Janeiro: UFRJ, 1999. p. 105-146

RAMOS, A.N. 1970. *Aspectos páleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação*. Boletim Técnico da PETROBRÁS, 13. 1970. p. 85-93

RAMOS, A. N. & Formoso, M. L. L. *Argilominerais das rochas sedimentares da bacia do Paraná*. Petrobras Ciência–Técnica–Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 9. 1975. 72 pp.

RAMOS, A. N. & Formoso M. L. L. *Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil*, Rev. Bras. Geoci. 6, 1 15. 1976,

REYNOLDS, R. C. *Interstratified Clay Minerals*. In: BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. (Orgs.). *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. 2. ed. London: Mineralogical Society, 1984. Monograph n. 5, p. 249-304.

REZENDE, M.F. *Análise stratigráfica de alta resolução do intervalo praguiano – neoemiano (Formação Ponta Grossa), na borda leste da Bacia do Paraná, com base em dados geoquímicos e sedimentológicos*. 2007. 85 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Estadual do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2007.

ROČEK, Zbyněk; RAGE, Jean-Claude. *The presumed amphibian footprint Notopus petri from the Devonian: a probable starfish trace fossil*. Lethaia, Oslo, 27, 3.1997. p. 241-244.

RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. *Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná*. In: : CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976, A/ra,s. Ouro Preto, SBG. v.2. 1976. p.351-379.

RODRIGUES, M.A.C.; PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S. *Análise faciológica da sequência superior da Formação Furnas: identificação de depósitos deltaicos e de ilhas-debarreira nas regiões de Ponta Grossa e Tibagi, PR*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 60 (4). 1988. p. 497.

RODRIGUES, R. *A Geoquímica Orgânica na Bacia do Parnaíba*. 1995. 225p Tese (Doutrado em Geologia). Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS. 1995.

RODRIGUES, R. & BERGAMASCHI, S. *Caracterização geoquímica da primeira superfície de inundação máxima do Devoniano da Bacia do Paraná e sua utilização como marco estratigráfico*. In: III Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. Barra do Garças, MT. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 1997. p. 9-9.

SAND, L.B. *On the Genesis of residual kaolins*, Amer. Mineral. 41. 28. 1958.

SANTOS, P. S. *Ciência e Tecnologia de Argilas – volume 1*. São Paulo:Edgard Blücher, 1989, 2ª edição revista e ampliada.

SCHIEBER, J. *Ways in which organic petrology could contribute to a better uenderstanding of Black shales*. International Journal of Coal Geology, v. 47.2001. p.171-187.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 1. 1974. p. 41-65.

SCHUBERT, G. *Estratigrafia e sistemas deposicionais do Devoniano da bacia do Paraná NW, região da Chapada dos Guimarães – MT*. 1995. 166 p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1995.

SEDORKO D., NETTO R.G., BOSETTI E.P. *Paleoicnologia do Siluro-Devoniano do estado do Paraná e a obra de John Mason Clarke*. Terr@ Plural, v.7. 2013. p.59 – 74.

SRODON, J. AND EBERL, D.D. *Illite*, in: “Micas”, PH Ribbe, ed., Reviews in Mineralogy, 13, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 1984. p. 495-544.

SRODON, J.; EBERL, D. D. *Illite* In: BAILEY, S. W. (Org.). *Micas*. 2. ed. Washington: Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. v. 13. 1987. p. 495-544.

STEEMANS, P. *Palynostratigraphie de l'Eodévonien dans l'ouest de l'Europe*, Bruxelles, Service Géologique de Belgique, (Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, 27). 1989. p. 453.

STREEL, M.; HIGGS, K.; LOBOZIAK, S.; RIEGEL, W. & STEEMANS, P. *Spore Stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenno-Rhenish regions*. Review of Palaeobotany and Palynology 50. 1987. p. 211-229.

VICHI, Flavio Maron; MANSOR, Maria Teresa Castilho. Energia, meio ambiente e economia: o Brasil no contexto mundial. **Quím. Nova**, São Paulo, v. 32, n. 3. 2009. p. 757-767.

WAPLES, D. W. *Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 64. 1980. P.916-926.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T. & ZANOTTO, O.A. *Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná*. III Simp. Sul-Bras. Geologia v1. 1987. p.411-473.

ZALÁN P.V., WOLFF S., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA L.S., CONCEIÇÃO J.C.J., APPI V.T., NETOE.V.S., CERQUEIRA J.R., MARQUES A. *The Paraná Basin, Brazil*. Tulsa: AAPG Memoir, 51. 1990. p. 681-708.