



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ABNER SOUZA DE CARVALHO

ESTUDO GEOQUÍMICO DOS FOLHELHOS
NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO GUIA NO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO, MATO GROSSO

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM - PARÁ
NOVEMBRO – 2012

ABNER SOUZA DE CARVALHO

ESTUDO GEOQUÍMICO DOS FOLHELHOS
NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO GUIA NO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO, MATO GROSSO

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, como requisito parcial à
obtenção de grau de Bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. José Augusto
Martins Corrêa.

Belém

2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

-
- C331e Carvalho, Abner Souza de
 Estudo geoquímico dos folhelhos Neoproterozóicos da
 Formação Guia no Sul do Cráton Amazônico, Mato Grosso / Abner
 Souza de Carvalho; Orientador: José Augusto Martins Corrêa –
 2012
 69 f. : il.
 Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) –
 Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade
 de Geologia, Belém, 2012.
1. Geoquímica – Mato Grosso (MT). 2. Neoproterozóico. 3.
Faixa Paraguai. 4. Formação Guia. 5. Cráton Amazônico I. Corrêa,
José Augusto Martins, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III.
Título.

CDD 22ª ed.: 551.9098171

ABNER SOUZA DE CARVALHO

ESTUDO GEOQUÍMICO DOS FOLHELHOS
NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO GUIA NO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO, MATO GROSSO

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, como requisito parcial à
obtenção de grau de Bacharel em
Geologia.

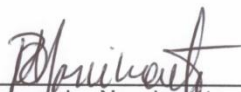
Data da aprovação: 16/11/2012

Conceito: BOM

Banca Examinadora:



Prof. José Augusto Martins Corrêa - Orientador
Doutor em Geoquímica
Universidade Federal do Pará



Profª. Rosemeire Nascimento - Membro
Doutora em Geociências
Universidade Federal do Pará

Prof. Afonso Nogueira – Convidado
Doutor em Geologia Sedimentar (USP)
Universidade Federal do Pará

À Deus
Aos os meus Pais:
Abel Carvalho e Heliete Souza
E minha esposa:
Ruth Carvalho

AGRADECIMENTOS

À Deus pela oportunidade que ele me concedeu de concluir esta nova etapa da minha vida, por ter me dado a vida, a saúde e as condições necessárias para que eu chegasse até aqui; pelas dificuldades enfrentadas e superadas. Pela sabedoria e entendimento, pelos dons concedidos e por todas as experiências que me fizeram crescer ao longo desse período. Deus seja louvado!

Ao apoio financeiro, através da bolsa de iniciação científica concedida pelo projeto da PETROBRAS/UFPA/FADESP.

Ao orientador, Profº Dr. José Augusto Martins Corrêa, que sempre esteve lado a lado durante quase quatro anos nesta caminhada e ofereceu recursos necessários para que esse trabalho fosse concluído com êxito.

Ao Professor Candido Moura, que gentilmente cedeu amostras, além de informações relevantes para a realização deste trabalho.

Aos meus pais, anjos colocados por Deus em minha vida. Por todo amor, apoio e confiança depositados em mim, refletido na força motriz necessária para enfrentar o dia-a-dia.

À minha esposa e companheira de todos os momentos, Ruth Carvalho, por toda a compreensão, amor, carinho, paciência e companheirismo que ofereceu para que essa etapa fosse concluída.

E finalmente aos poucos amigos que pude cultivar ao longo dessa jornada de mais de cinco anos: Claudia Danielle, Roberta Costa, Walmir Lima, Michele Berino, Diego Lemos, Flávio Semblano e Walnei Batista.

RESUMO

As mudanças climáticas ocorridas no final do neoproterozóico têm deixado registros importantes na Faixa Paraguai, no norte e sul do Cráton Amazônico e tem despertado interesse de alguns estudos e debates na região. Neste contexto, a Formação Guia que está inserida no Grupo Araras e ocorre ao longo da borda Sul do Cráton Amazônico, objeto deste estudo é caracterizada por depósitos associados a ambientes transicionais e marinho raso. A área de estudo dessas rochas compreende os municípios de Cáceres e Poconé, ao longo da BR-070. A caracterização mineralógica, geoquímica e de Carbono Orgânico Total (TOC), permitiram a individualização de dois tipos de rochas, folhelhos e margas. Estas rochas são enriquecidas em cálcio e magnésio e são compostas, principalmente, por Quartzo, K-Feldspato, Calcita, Dolomita, Clorita e Ilita. A presença de esmectita na assembleia mineralógica de argilominerais nas amostras do topo do perfil Carmelo indica provavelmente um clima temperado a frio. O índice de alteração de rochas (IAQ) confirma rochas pouco alteradas. As análises químicas de elementos maiores indicam que a fonte são rochas de composição granítica. O ambiente tectônico determinado a partir do diagrama de Roser and Korsch (1986) indica margem passiva. A caracterização da maturação da matéria orgânica apresentou resultados que mostram que as rochas possuem um potencial gerador de hidrocarbonetos que merece um estudo mais refinado, pois considerando o paleoambiente do final do neoproterozóico, estas rochas podem ser boas geradoras de petróleo. O tipo de querogênio encontrado nestas rochas (tipo IV), com sua natureza pouco entendida, não condiz ao paleoambiente existente no final do neoproterozóico. Algumas hipóteses foram levantadas para explicar a origem desse tipo de querogênio, uma delas é decorrente de uma provável contaminação destas rochas ou a presença de compostos que, por terem a mesma composição, interferiram no resultado do tipo de querogênio.

Palavra-chave: Geoquímica – Mato Grosso (MT). Neoproterozóico. Faixa Paraguai. Formação Guia. Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The climate change during the late Neoproterozoic had left important records in the Paraguay Belt in the north and south of the Amazon Craton and had increased the interest from some studies and debates in the region. In this context, the Guia Formation that is included in Araras Group and occurs along the southern edge of the Amazonian Craton, object of this study is characterized by deposits associated with transitional and shallow marine environments. The study area of these rocks comprises the municipalities of Cáceres and Poconé along the BR-070 highway. The mineralogical, geochemical and Total Organic Carbon (TOC) analysis, allowed the individualization of two types of rocks, shales and marls. These rocks are enriched in calcium and magnesium and are composed mainly of quartz (Q), K-Feldspar (F), calcite (C), dolomite (D) chlorite (Ch) and illite (I). The presence of smectite clay minerals in the assembly of the samples from the top of Carmel profile indicates a cold to temperate climate. The Chemical Index of Alteration (CIA) calculated for these rocks confirms little weathering rate. Chemical analysis of the major elements indicates granitic rocks as main source rocks. The tectonic environment determined from the diagram of Roser and Korsch (1986) indicates passive margin. The characterization of the maturation of the organic matter present results showing that the rocks have a potential generator hydrocarbons which deserves further refined, for considering the paleoenvironment the end of neoproterozoic, these rocks can generate good oil. The type of kerogen found in these rocks (type IV), with poorly understood its nature, does not match the existing paleoenvironment at the end of the Neoproterozoic. Several hypotheses have been raised to explain the origin of this type of kerogen, one of them is due to a possible contamination of these rocks or the presence of compounds one of them is due to a possible contamination of these rocks or the presence of compounds that by having the same composition, interfered in the result of the type of kerogen.

Keyword: Geochemistry – Mato Grosso. Neoproterozoic. Paraguay Belt. Training Guide. Amazon Craton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01-	Diagênese Orgânica	16
Figura 02-	Ciclo Biogeoquímico	17
Figura 03-	Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai exposta como seção esquemática com direção E – W.....	21
Figura 04-	Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado a amalgamação dos blocos continentais Amazônico a oeste, São Francisco – Congo a sudeste, e Paranapanema(?) a sul, durante a tectônica Brasileira / Pan-Africana.	22
Figura 05-	Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai. (A) estágio final da deposição do Grupo Araras, após 630 Ma, com a locação de planícies de maré carbonática de clima árido que recobrem grandes áreas do Cráton Amazônico, marcando um raseamento da Bacia Araras, dando início a supressão dos carbonatos pelos terrígenos, indicando o início do soerguimento das áreas fontes a SE. (B) A sedimentação siliciclástica proveniente das áreas soerguidas inibe permanentemente a precipitação dos carbonatos, formando uma plataforma rasa na região sul do Cráton, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade....	23
Figura 06	Quadro geral da litoestratigrafia do Grupo Araras. A base da Formação Guia, foco do estudo compõe os folhelhos betuminosos, indicada pela cor rosa.....	24
Figura 07	Holoestratótipo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia aflorantes na área de estudo.	25
Figura 08	Mapa de localização e acesso da área estudada.	28
Figura 09	Perfil Geoquímico estudado e a disposição das amostras.....	30
Figura 10	(A) Afloramento mostrando uma dobra no canto superior esquerdo, indicando uma deformação incipiente. (B) Afloramento indicando a intercalação das margas e folhelhos nas amostras PO, base do perfil. (C) Intercalação de camadas sub-horizontais de margas e os folhelhos. Amostras PO. (D) Afloramento indicando camadas sub-horizontais com uma leve deformação. Amostras P1. (E) Camadas de margas com mergulhos no sentido SE. Amostras P3.....	32

Figura 11	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de folhelho (PO-2). Notar a presença de Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida a 550°C/1h (AQ).....	38
Figura 12	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de folhelho (PO-3). Notar a presença de Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida a 550°C/1h (AQ).....	39
Figura 13	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de folhelho (PO-7). Notar a presença de Clorita, Ilita e k-feldspato. Amostra natural, saturada em etilenoglicol e aquecida a 550°C/1h.	39
Figura 14	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de Margas (P1-NA). Notar a presença de Calcita, Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.....	40
Figura 15	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de folhelho (P1-NC). Notar a presença de Calcita, Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.....	40
Figura 16	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de Margas (P1-NE). Notar a presença de Calcita, Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.....	41
Figura 17	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de Folhelhos (P2-2). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmectita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.....	41
Figura 18-	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de Folhelhos (P2-3). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmectita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.....	42

Figura 19	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de Folhelhos (P2-4). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmectita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.....	42
Figura 20	Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 µm) das amostras de Margas (P2-1). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmectita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.....	43
Figura 21	Diagramas mostrando forte correlação positiva entre o Al ₂ O ₃ com o SiO ₂ e o K ₂ O nas margas do Perfil Carmelo.....	47
Figura 22	Diagramas de dispersão mostrando as correlações K ₂ O X Al ₂ O ₃ , apresentando uma linha de mistura entre os dois tipos de rochas.....	48
Figura 23	Diagramas TiO ₂ versus Al ₂ O ₃ e Na ₂ O versus Al ₂ O ₃ , mostrando a separação entre os diferentes tipos de rochas no Perfil Carmelo e a sua comparação com o PAAS.....	50
Figura 24	Diagramas de dispersão mostrando as correlações CaO X Al ₂ O ₃ , MgO X Al ₂ O ₃ , indicando uma discriminação entre folhelhos e margas do perfil.....	51
Figura 25	Diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares adaptado de Mason, 1967 & Turekian, 1968.....	54
Figura 26	Diagrama de discriminação do ambiente tectônico das amostras do perfil Carmelo, utilizando razões de %SiO ₂ versus K ₂ O/Na ₂ O.....	55
Figura 27	Diagramas de “Van Krevelen” mostrando o tipo de querôgenio nas amostras de folhelhos (A) e margas (B).....	59
Figura 28	(A) Diagrama mostrando a relação entre os teores de Carbono Orgânico Total (COT) e os valores de potencial gerador (S1) para as amostras de folhelhos. (B) Diagrama mostrando a relação entre os teores de Carbono Orgânico Total (COT) e os valores de potencial gerador (S1) para as margas.....	60

Figura 29	Perfil Carmelo com seções propostas no trabalho.....	67
Figura 30	Caracterização da seção inferior do Perfil Carmelo.....	68
Figura 31	Caracterização da seção intermediária do Perfil Carmelo.....	69
Figura 32	Caracterização da seção superior do Perfil Carmelo.....	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 01	Resultados da análise química nas amostras de folhelhos (amostras PO-1 a PO-7, P1-NB, P1-NC, P2-2 a P2-7).....	44
Tabela 02	Resultados das análises químicas nas amostras de margas estudadas (Amostras P1-NA, P1-ND, P1-NE, P2-1, P3-1 e P3-2).....	45
Tabela 03	Resultados das análises químicas das razões dos teores de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ para discriminação das amostras de folhelhos de margas....	52
Tabela 04	Resultados do Índice de Alteração Química nas amostras de folhelhos e margas.....	53
Tabela 05	Resultados analíticos do teor do Carbono Orgânico Total dos folhelhos (amostras PO-1 a PO-7, P1-NB, P1-NC, P2-2 a P2-7).....	56
Tabela 06	Resultados analíticos do teor do Carbono Orgânico Total das Margas (amostras P1-NA, P1-ND, P1-NE, P2-1, P3-1 e P3-2).....	57

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
2	FUNDAMENTOS DE GEOQUÍMICA ORGÂNICA.....	15
2.1	CARBONO ORGÂNICO TOTAL (%TOC).....	15
2.2	PIRÓLISE ROCK-EVAL.....	17
3	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	19
3.1	GEOLOGIA REGIONAL.....	19
3.2	GEOLOGIA LOCAL.....	24
3.2.1	Localização e Acesso.....	27
3.2.2	Perfil Estudado.....	28
4	OBJETIVOS.....	32
4.1	OBJETIVO GERAL.....	32
4.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	32
5	MATERIAIS E MÉTODOS.....	33
5.1	TRABALHOS DE CAMPO.....	33
5.2	ANÁLISE MINERALÓGICA.....	33
5.3	ANÁLISES QUÍMICAS.....	34
5.3.1	Pirólise Rock-Eval e Carbono Orgânico Total (TOC).....	35
6	RESULTADOS.....	36
6.1	ANÁLISE MINERALÓGICA.....	36
6.2	ANÁLISES QUÍMICAS.....	42
6.3	ANÁLISE DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (TOC) E PIRÓLISE ROCK-EVAL.....	54
7	CONCLUSÕES E DISCUSSÕES.....	60
	REFERÊNCIAS.....	61
	ANEXOS	64
	ANEXO A – SEÇÕES DO PERFIL.....	65

1. INTRODUÇÃO

No tempo geológico, o planeta sofreu várias mudanças paleoambientais desde a sua origem. No entanto, foi no período conhecido como Pré-cambriano que ocorreram as mudanças mais significativas que resultaram no estabelecimento da vida na terra. Entre as mudanças mais significativas podemos citar, por exemplo, o surgimento de grandes massas continentais e dos oceanos, glaciações globais, a instalação de uma atmosfera própria para a instalação de seres vivos, e a origem e evolução dos metazoários. Este período de aproximadamente 4 bilhões de anos, termina com a grande explosão de vida Cambriana, marcada pela intensa diversificação e radiação de organismos complexos nos oceanos datada aproximadamente há 542 Ma.

No final do Pré-cambriano, o período Ediacarano (630 ~ 542 Ma) vem ganhando cada vez mais importância na compreensão da evolução da superfície terrestre, especialmente com as descobertas realizadas nas últimas duas décadas, que mostraram mudanças de grande amplitude na química dos oceanos, da atmosfera e da biosfera (NOGUEIRA et. al. 2003). Muitos dados sedimentológicos, estratigráficos, geoquímicos e paleobiológicos têm demonstrado a complexidade desses processos que ocorreram neste período.

As intensas glaciações proposta pela hipótese da Snowball Earth, estão registradas na história da terra por sequências carbonáticas sobrepostas a diamictitos glaciais, interpretadas por uma rápida mudança no paleoambiente glacial (período icehouse), por condições de efeito estufa (período greenhouse).

No Brasil, a ocorrência de capa carbonática do último evento glacial do Criogeniano (635 Ma) foi primeiramente descrita em detalhe por Nogueira *et al.* (2001) na região de Mirassol d'Oeste, no estado do Mato Grosso. Esta capa carbonática consiste em dolomitos e calcários finos, respectivamente da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia pertencentes ao Grupo Araras.

Segundo Nogueira et. al 2003, a Formação Guia na região de Mirassol d'Oeste, objeto deste estudo, é excepcionalmente rica em matéria orgânica e portadora de hidrocarbonetos com origem ainda pouco entendida. O entendimento destes depósitos passa não só por uma leitura estratigráfica das rochas geradoras e reservatórios, como também pelo conhecimento das fases diagenéticas que balizam o entendimento das condições de maturação e migração do óleo.

Este trabalho de conclusão de curso realizou um estudo criterioso dos folhelhos neoproterozóicos da Formação Guia, pertencente ao Grupo Araras, no sul do cráton Amazônico. O objetivo foi contribuir com dados geoquímicos para o estudo do paleoambiente e das mudanças climáticas que ocorreram naquele período.

Para isso foi feito a contextualização através de pesquisa na literatura, da geologia da área de estudo e a descrição detalhada de um perfil geoquímico dentro da Formação Guia para melhor entendimento do comportamento dos elementos maiores ao longo do perfil, além de teor de matéria orgânica e seu grau de maturação para geração de petróleo.

2. FUNDAMENTOS DE GEOQUÍMICA ORGÂNICA

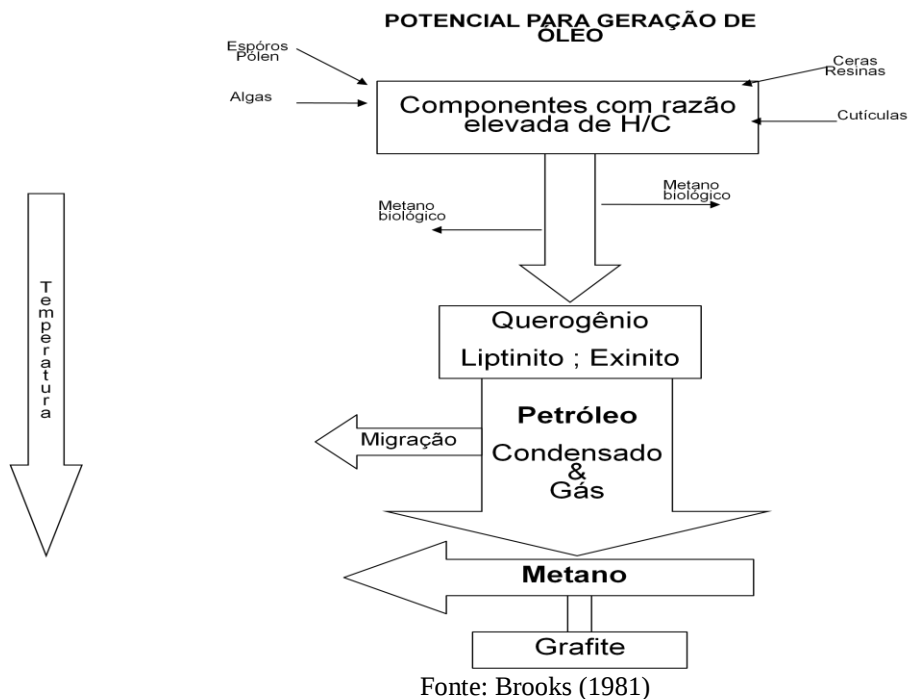
O estudo e avaliação do potencial petrolífero de bacias sedimentares tem sido apoiado por um forte desempenho da geoquímica orgânica. Auxiliando na identificação de rochas geradoras de petróleos, na caracterização do grau de evolução térmica e tipo de matéria orgânica, além da reconstrução da história de geração e migração.

São apresentados neste capítulo, os fundamentos da caracterização de rochas geradoras de petróleo, destacando as técnicas analíticas e ferramentas utilizadas neste trabalho.

2.1 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (%TOC)

O teor de carbono orgânico refere-se à quantidade de matéria orgânica presente na rocha sedimentar. Por sua vez, é o resultado final da interação de fatores como a quantidade de biomassa (autóctone e/ou alóctone) disponível para acumulação, a taxa de sedimentação no sítio deposicional, grau de preservação da biomassa durante a deposição e a diagênese precoce (TISSOT; WELTE, 1984). Posteriormente, o valor de TOC também é influenciado pelo soterramento sedimentar e as reações responsáveis pela transformação da matéria orgânica em petróleo, diminuindo progressivamente ao longo da metagênese e catagênese (TISSOT; WELTE, op.cit.) como mostra a figura 1.

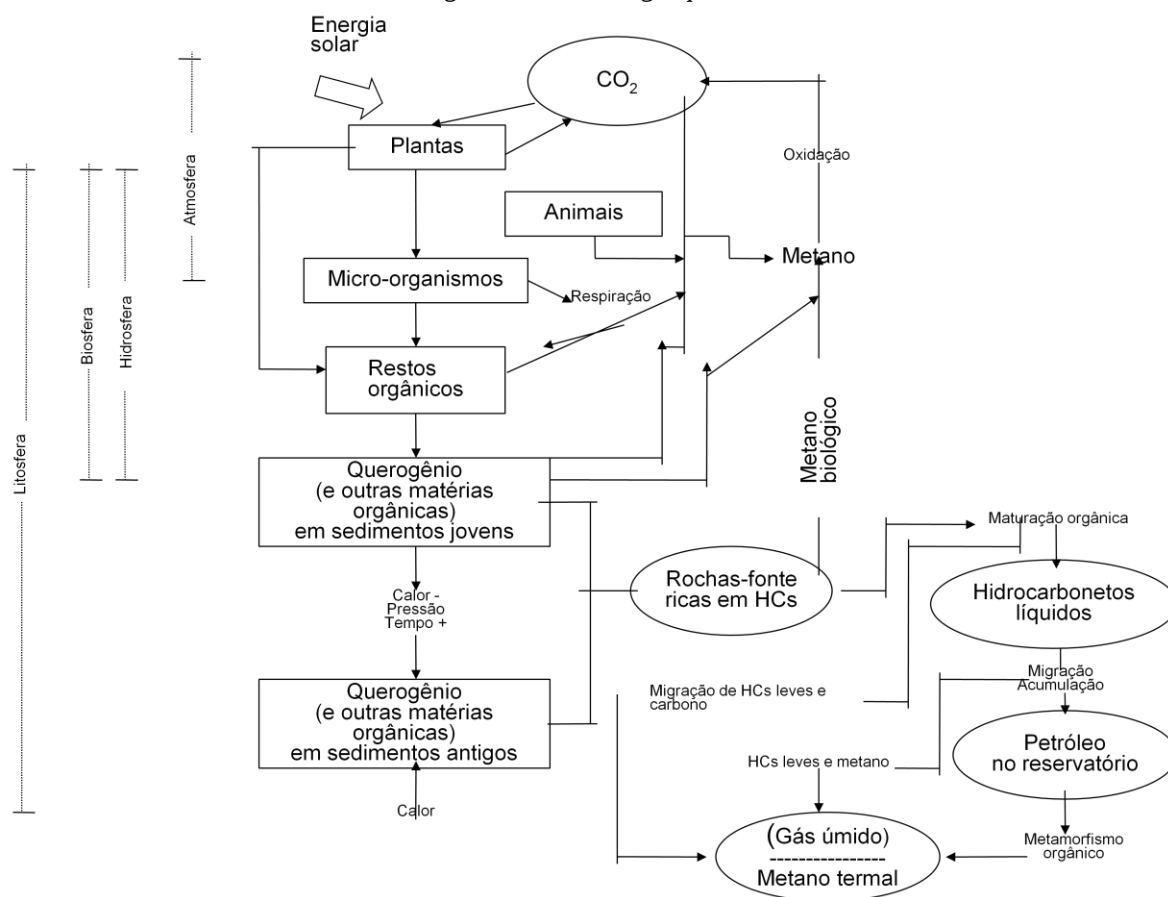
Figura 1 - Diagênese Orgânica.



De modo geral, as rochas sedimentares que apresentarem valores de TOC igual ou superior a 1% são consideradas como rochas potencialmente geradoras de petróleo (PETERS; CASSA, 1994).

Brooks (1981) apresenta um modelo do Ciclo Biogeoquímico para a geração de hidrocarbonetos e Gás a partir da interação de fatores na natureza, aumento da temperatura, pressão e o tempo (figura 2). A partir de plantas, micro-organismos e restos orgânicos é produzido o CO_2 que é oxidado e produz metano. Esta matéria orgânica é submetida a elevação da temperatura e pressão produzindo o querogênio em sedimentos jovens até atingir, com o aumento da temperatura e da pressão, sedimentos antigos (rochas geradoras), ricas em hidrocarbonetos, que migram para os reservatórios de petróleo.

Figura 2 – Ciclo Biogeoquímico



Fonte: (BROOKS, 1981)

2.2 PIRÓLISE ROCK-EVAL

Na Pirólise Rock-Eval, simula-se em condições físico-químicas de laboratório, o processo natural de meta/catagênese da matéria orgânica e a geração do petróleo. Utilizando pequenas amostras de rocha aquecidas em um micro-forno com atmosfera inerte para que não ocorra combustão. As taxas de aquecimento e temperaturas usadas na pirólise (25°C/min e até 600°C respectivamente) são maiores do que as que controlam o processo de geração na natureza (da ordem de alguns °C/Ma), a fim de compensar o pouco tempo da análise (da ordem de 30 min) (ESPITALIÉ et al., 1985). Durante o processo de aquecimento, tem-se a liberação dos hidrocarbonetos livres porventura existentes na atmosfera e o gás carbônico gerado pelo craqueamento térmico do querôgenio, sucessivamente (matéria orgânica insolúvel presente nas rochas sedimentares). Estes gases são registrados por uma unidade analógico-digital sob a forma de um pirograma, no qual podem ser observados os três picos (denominados S1, S2 e S3) usados nos estudos geoquímicos.

O pico S1 corresponde a quantidade (mgHC/g de Rocha) de hidrocarbonetos livres (betume), que não tenha sofrido migração e que podem ser extraídos normalmente por solventes orgânicos (ESPITALIÉ et al. 1985). O pico S2 corresponde à quantidade de hidrocarbonetos (mgHC/g de Rocha) que a rocha analisada teria condição de produzir caso o processo de maturação tivesse continuado. Finalmente, o pico S3 representa a quantidade de dióxido de carbono (CO₂) liberado pelo craqueamento térmico do querogênio e que está presente na rocha (mgCO₂/g de Rocha), (ESPITALIÉ et al., op.cit.).

A quantidade de hidrocarbonetos livres (S1) somado a quantidade de hidrocarbonetos que a rocha poderia gerar, caso o processo tivesse continuado (S2), corresponde ao potencial de geração da rocha (S1+S2), cuja unidade é dada em mgHC/g de Rocha (SMITH, 1990). É fundamental citar que alguns autores não utilizam a relação de S1+S2 como potencial de geração, considerando apenas os valores de S2 como tal, e é justamente esta relação que será utilizada neste trabalho, levando em consideração somente um perfil estratigráfico da Formação Guia, o Perfil Carmelo. Como a conversão do querogênio em petróleo ocasiona uma progressiva redução do potencial gerador (S3) acompanhada por um aumento progressivo da quantidade de hidrocarbonetos livres (S2), usa-se a relação S2/S3 como indicador do avanço do progresso de geração e do nível de maturação da rocha geradora.

A temperatura (em °C) na qual ocorre o máximo de geração de hidrocarbonetos pelo craqueamento do querogênio é denominada de T_{max} e corresponde ao grau de evolução térmica da matéria orgânica, sendo utilizado com parâmetro de maturação. De modo geral, as rochas termicamente imaturas apresentam valores de $T_{max} < 435-440^{\circ}C$ e de $IP < 0,1$ enquanto aqueles que alcançaram o pico de geração apresentam valores de T_{max} variando entre $445 - 450^{\circ}C$ e de IP da ordem de 0,4.

Uma vez que os picos S2 e S3 refletem, respectivamente, a quantidade de hidrogênio e oxigênio presentes na matéria orgânica, Espitalié et al. (op.cit.) propuseram os índices de hidrogênio (IH, obtido a partir da razão S2/TOC e expresso em mgHC/g TOC). Estes índices, que são correlacionáveis respectivamente às razões H/C e O/C, obtidas através de análises elementares, são o resultado da interação entre a natureza da matéria orgânica e seu grau de preservação. De um modo geral, a matéria orgânica de origem terrestre é pobre em hidrogênio e rica em oxigênio, enquanto a matéria orgânica de origem algálica é rica em hidrogênio (TISSOT; WELTE, 1984). Quando submetidas a condições oxidantes durante ou logo após a deposição, a biomassa pode sofrer alteração, empobrecendo a matéria orgânica. Os três tipos básicos de querogênio podem ser identificados com a integração de dados de IH e IO em diagramas do tipo Van Krevelen (ESPITALIÉ et al., op.cit.). Também pode ser identificado o

querogênio do tipo IV, porém, este corresponde à matéria orgânica oxidada, não tendo assim nenhum potencial para a geração de óleo e gás.

Os querogênios do tipo III, de origem essencialmente terrestre (vegetais superiores), caracterizam-se geralmente por baixos valores de IH (<300 mgHC/g TOC) e altos de IO (100-200 mgCO₂/g TOC). Os querogênios do tipo II, derivados predominantemente de biomassa marinha (material herbáceo, polens, esporos), apresentam valores de IH entre 400-700 mgHC/g TOC, enquanto os querogênios do tipo I, geralmente de origem lacustre (material algal), possuem valores mais altos de IH (>600-700 mgHC/g TOC). Ambos (tipos I e II) apresentam baixos valores de IO (<100 mgCO₂/g TOC). Estes valores se referem apenas as rochas geradoras imaturas, uma vez que com o avanço do processo de maturação, os valores de IH e IO tendem a diminuir, aproximando-se de zero.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Paraguai segundo Almeida (1965), está inserida na Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977) e compreende as unidades sedimentares depositadas em ambientes de margem passiva localizados ao sul e sudeste do Cráton Amazônico durante o Neoproterozóico. Posteriormente, no Cambriano Inferior, essas rochas foram parcialmente submetidas a metamorfismo e dobramentos durante a Orogênese Brasileira (ALVARENGA ; TROMPETTE, 1992, 1993; LACERDA FILHO *et al.*, 2004). A litoestratigrafia da Faixa Paraguai inclui os Grupos Cuiabá (HENNIES, 1966; ALMEIDA, 1968), Araras (ALVARENGA *et al.*, 2004; NOGUEIRA *et al.*, 2003) e Alto Paraguai (ALMEIDA, 1964).

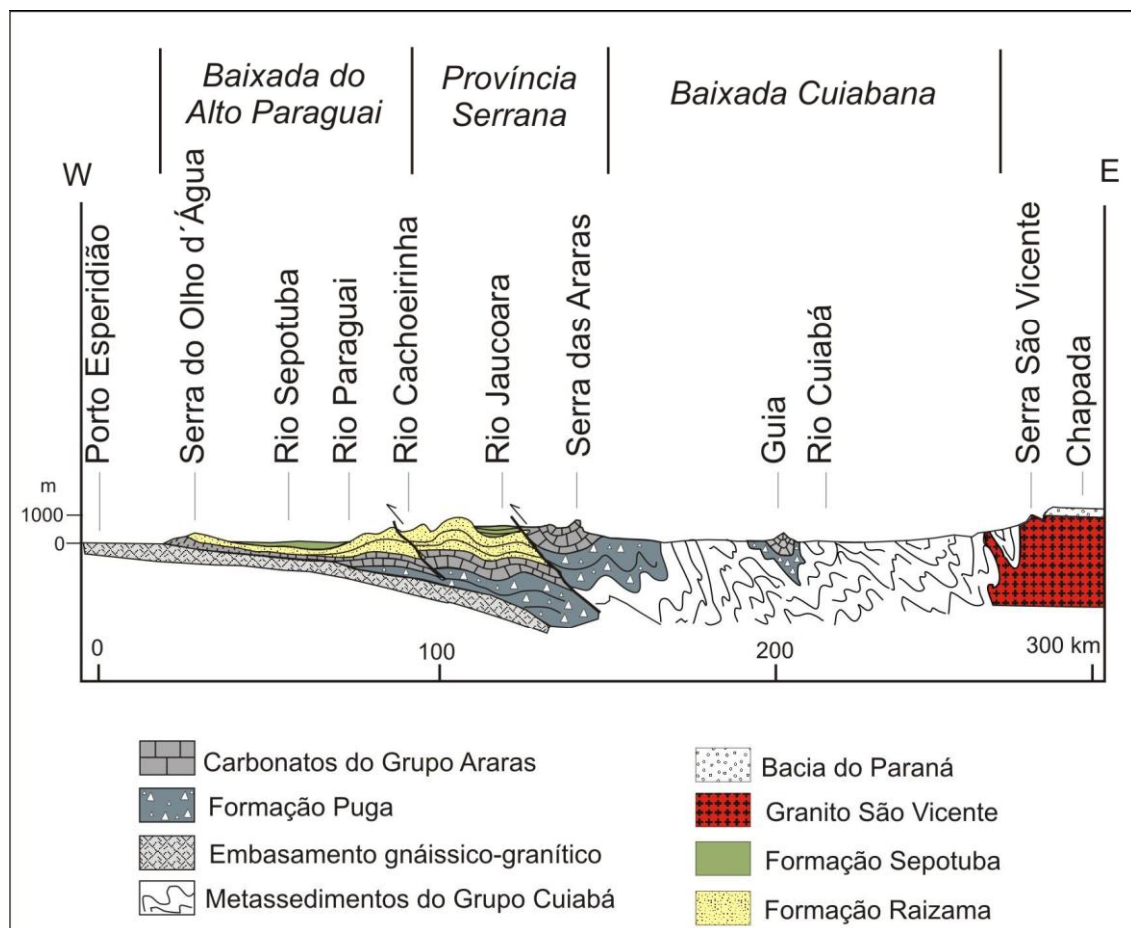
Esta faixa surge como uma importante unidade geotectônica, dentro do contexto do final do Pré-Cambriano, representando um marco para os depósitos sedimentares que registram eventos anômalos Neoproterozóicos, já que vem a encerrá-los (NOGUEIRA *et al.*, 2003, 2007; TRINDADE *et al.*, 2003).

O tipo de bacia que acomoda os depósitos da Faixa Paraguai ainda é motivo de discussões, no entanto, existem hipóteses que a classificam como um megagraben deformado durante a fissão dos continentes Laurentia e Gondwana, ou consideram a bacia tipo ante-país (*Foreland*) (DALZIEL, 1992; TROMPETTE, 1994).

Almeida (1964, 1965) subdividiu a Faixa de Dobramento Paraguai em três províncias individualizadas pelas características estruturais: a) Baixada do Alto Paraguai, apresentando

camadas com mergulho baixo a oeste assentadas sobre o Complexo Brasileiro; b) Província Serrana compreende uma faixa de dobramentos com 35 km de largura e não menos que 300 km de comprimento, contendo dobras simétricas e assimétricas com planos axiais verticais (alto ângulo), onde tais planos, em sua maioria, inclinam-se preferencialmente E / SE, além de apresentarem falhas inversas de alto ângulo; e c) Baixada Cuiabana caracterizada por esforços compressoriais de E /SE que causaram deformação e falhamentos em suas rochas que foram expostas a um metamorfismo na fácies xisto verde (Figura 3). Além disso, a foliação plano-axial é frequentemente orientada para NE, com mergulhos para SE. Nogueira (2003) e Nogueira *et al.*(op.cit.) propuseram uma nova subdivisão da Faixa Paraguai em duas zonas: a zona de cavalgamento e dobramento e as sub-bacias ante-fossa (*foredeep*), contextualizada em uma bacia ante-país (*foreland*).

Figura 03: Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai exposta como seção esquemática com direção E – W.

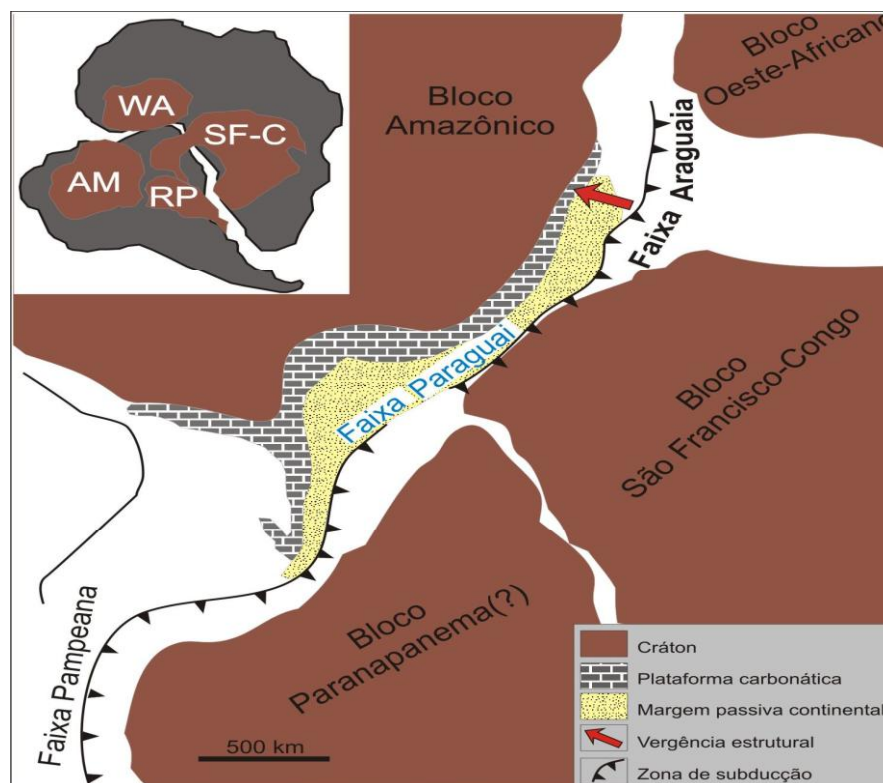


Fonte: Almeida (1964)

Segundo a literatura, entende-se que a Faixa Paraguai seja resultado de uma sutura colisional tipo himalaiano, ocasionada pela colisão convergente dos blocos continentais compreendidos por Amazônia, a oeste, São Francisco- Congo, a leste, e o bloco Paranapanema (?) ou Paraná, a sul, durante a tectônica Brasileira / Pan-Africana, com aproximadamente 550 a 500 Ma, culminando no fechamento do mar *Brazilides*, também chamado de *Clymene*, como mostra a Figura 4. (ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001; ALMEIDA, 1984; HASUI; HARALYI; COSTA, 1992; TOHVER et al. 2010; TROMPETTE, 2000; TROMPETTE; ALVARENGA; WALDE, 1998).

O sul do cráton Amazônico, segundo o seu modelo paleotectônico atual, indica que após a fissão do supercontinente Rodínia houve o surgimento de vários blocos no Paleoproterozóico, os quais posteriormente, durante o Neoproterozóico, fundiram-se formando o supercontinente Pannotia (HOFFMAN, 1991). O supercontinente Pannotia inicia um novo estágio de que finalizou no Cambriano Inferior e deu origem aos continentes Gondwana e Laurentia, dentre outros (ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001).

Figura 4 - Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado a amalgamação dos blocos continentais Amazônico a oeste, São Francisco – Congo a sudeste, e Paranapanema(?) a sul, durante a tectônica Brasileira / Pan-Africana.

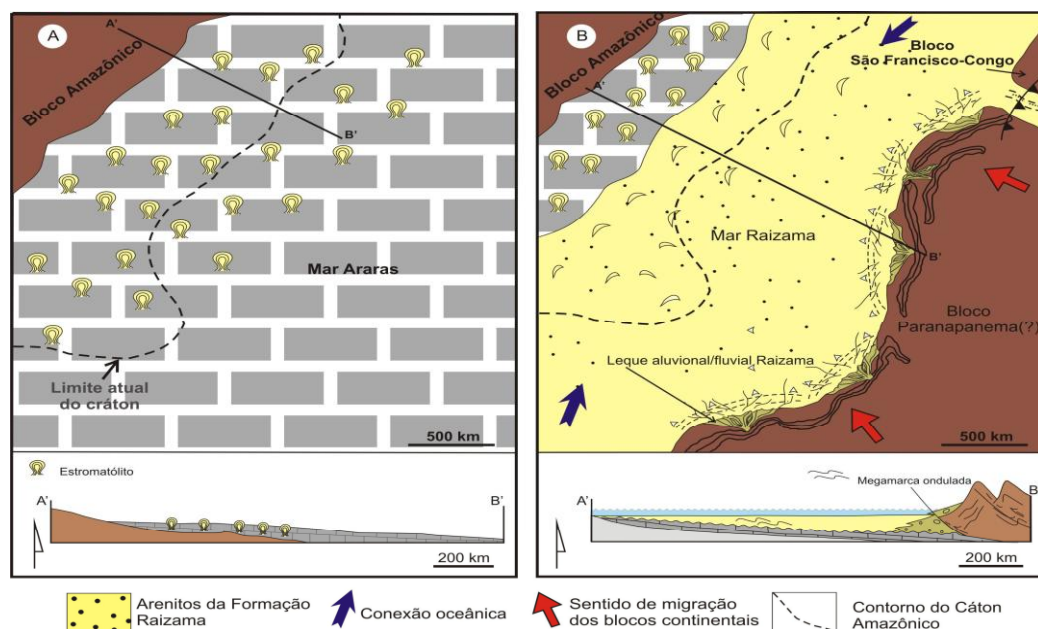


Fonte: Nogueira (2003).

Neste contexto, o Gondwana é compreendido como um mosaico crustal feito de blocos continentais ou crátons Arqueanos-Mesoproterozóicos suturados durante colisões neoproterozóicas, onde estas colisões resultaram na evolução da orogênese Brasileira/Pan-Africana com 550-500 Ma (ALKMIN; MARSHAK; FONSECA (op. cit.); GOODWIN, 1996; TOHVER; D'AGRELLA FILHO; TRINDADE, 2006; TROMPETTE, 2000).

O aumento do aporte de sedimentos terrígenos está ligado diretamente ao soerguimento das áreas a SE, influenciadas pelo primeiro estágio colisional entre os blocos Amazônia e Paranapanema (?) resultando no fechamento do oceano *Brazilides* ou *Clymene* (ALKMIN, MARSHAK, FONSECA, 2001; TOHVER et al., 2010.). Associado ao influxo de sedimentos terrígenos, ocorre um evento transgressivo que veio a encerrar a sedimentação carbonática representada por extensas capas carbonáticas, depositadas sobre o Cráton Amazônico em ambiente de plataforma marinha rasa e moderadamente profunda após os eventos glaciais Puga correlatos à glaciação global *Marinoan* (630 Ma), dando início a deposição siliciclástica do Grupo Alto Paraguai, marcado por ambientes plataformais influenciados por maré e tempestade como mostra a Figura 5. (NOGUEIRA 2003; NOGUEIRA et al. 2003, 2007; SILVA JUNIOR., 2006).

FIGURA 5- Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai. (A) estágio final da deposição do Grupo Araras, após 630 Ma, com a locação de planícies de maré carbonática de clima árido que recobrem grandes áreas do Cráton Amazônico, marcando um raseamento da Bacia Araras, dando início a supressão dos carbonatos pelos terrígenos, indicando o início do soerguimento das áreas fontes a SE. (B) A sedimentação siliciclástica proveniente das áreas soerguidas inibe permanentemente a precipitação dos carbonatos, formando uma plataforma rasa na região sul do Cráton, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade.



Fonte: (SILVA JUNIOR., op.cit.).

A proposta estratigráfica utilizada neste trabalho baseia na tese de doutorado de Nogueira (2003), a qual inclui a primeira sequência de capa carbonática bem descrita e documentada na América do Sul. A sequência carbonática Araras acha-se sobreposta aos diamictitos glaciais da Formação Puga e encontra-se recoberta pelos siliciclásticos do grupo Alto Paraguai. Como pode se observar na coluna estratigráfica, e de acordo com esta proposta, as rochas carbonáticas estão agrupadas nas quatro formações já citadas anteriormente: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 06).

Figura 06 - Quadro geral da litoestratigrafia do Grupo Araras. A base da Formação Guia, foco do estudo compõe os folhelhos betuminosos, indicada pela cor rosa.

IDADE	LITOESTRATIGRAFIA			PALEOAMBIENTE
Cambriano	Grupo Alto Paraguai	Formação Diamantino	Conglomerados, arenitos e pelitos.	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito/prodelta
		Formação Sepotuba	Pelitos, folhelhos e arenitos.	Plataforma marinha dominada por tempestade
		Formação Raizama	Arenitos e pelitos, carbonatos substituídos por sílex subordinados.	Plataforma rasa dominada por tempestade e maré
E D I A C R A N O	Grupo Araras	Formação Nobres	Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos estratiformes e rugosos. Sílica secundária substituindo camadas de carbonato. Arenitos finos, ritmitos e pelitos subordinados. Moldes de cristais de evaporitos.	Planície de maré/ <i>sabkha</i>
		Formação Serra do Quilombo	Brechas dolomíticas cimentada por dolomita espática, brechas dolomíticas de arcabouço aberto e dolomitos arenosos.	Plataforma moderadamente profunda dominada por tempestades e eventualmente por sismos
		Formação Guia	Calcários finos e folhelhos betuminosos. Subordinadamente calcários cristalinos ricos em crostas e cimento. Grãos terrígenos esporádicos.	Plataforma profunda anóxica
		Formação Mirassol d'Oeste	Dolomitos finos rosados, laminados, peloidais e estromatólitos estratiformes.	Plataforma profunda eufótica
		Capa Carbonática		Plataforma supersaturada em CaCO ₃
Criogeniano		Formação Puga	Diamictitos e siltitos seixosos.	Glacial marinho

				Discordância erosiva 	Descontinuidade regional

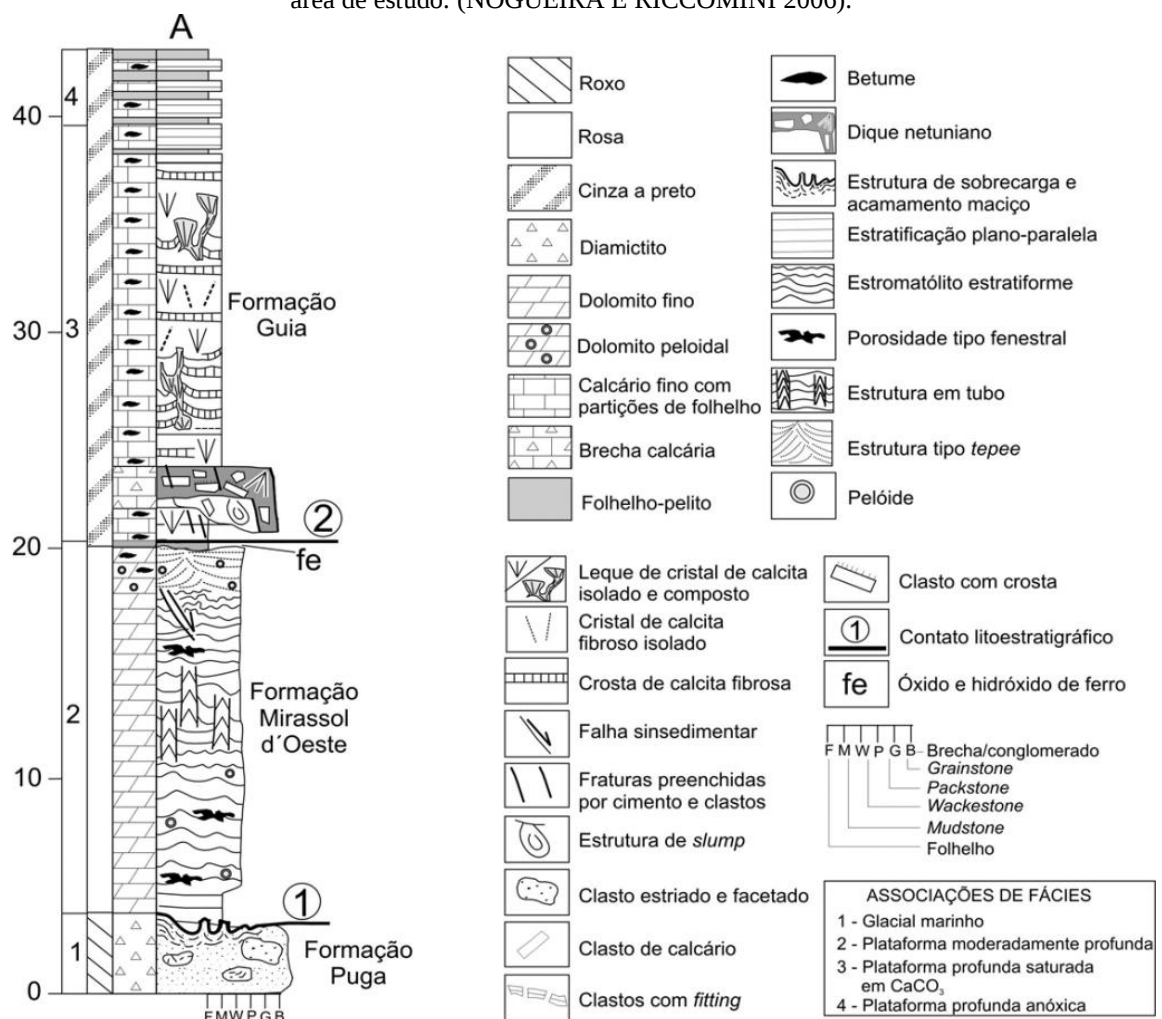
Fonte: (NOGUEIRA E RICCOMINI 2006).

3.2. GEOLOGIA LOCAL

O Grupo Araras aflora descontinuamente na margem sul do Cráton Amazônico e com maior continuidade na porção norte da Faixa de Dobramentos Paraguai, consistindo uma sucessão predominantemente carbonática com espessura superior a 1.200 m. As ocorrências desta unidade sobre o cráton, diferentemente daquelas da Faixa Paraguai que são dobradas, são desprovidos de metamorfismo, exibem mergulhos sub-horizontais e formam platôs tabulares que conferem um relevo aplainado a região.

Nogueira & Riccomini (2006) descreveram o Holoestratótipo do Grupo Araras, da base para o topo com a Formação Puga, Formação Mirassol d'Oeste e a Formação Guia (Figura 07).

Figura 07: Holoestratótipo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia aflorantes na área de estudo. (NOGUEIRA E RICCOMINI 2006).



Fonte: (NOGUEIRA E RICCOMINI 2006).

A Formação Mirassol d'Oeste, de 15 m de espessura, é formada por dolomitos finos de coloração rosada, estromatólitos e dolomitos pelóidais. Foi interpretada por Nogueira *et al.* (2003) e Nogueira & Riccomini (2006), como uma plataforma rasa com base sobreposta diretamente ao diamictito da Formação Puga, onde o contato é brusco e lateralmente irregular e ondulado, com deformações plásticas atribuídas a sismicidade induzida por *rebound* pós-glacial e que representam o registro de uma rápida mudança de condições glaciais para de efeito estufa. Esta unidade é interpretada por Nogueira *et al.* (2003) como uma capa dolomítica, correlata ao episódio Marinoano, tratando-se de um importante marco estratigráfico global por constituir a base do período Ediacarano na região.

A Formação Serra do Quilombo, com 100 m de espessura, é composta predominantemente por brechas com cimento dolomítico e/ou com matriz, intercalada com dolomitos finos e dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky*, interpretada como depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda afetada por sismos e tempestades (NOGUEIRA *et al.* 2003).

A Formação Nobres consiste em dolomitos finos, dolomitos oolíticos subordinados e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos que são interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*. Os carbonatos são sobrepostos discordantemente pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai (NOGUEIRA *et al.* op.cit.).

Os primeiros trabalhos e descrições acerca da Formação Guia foram feitas por Nogueira *et al.* (2003), Nogueira e Riccomini (2006). Esses autores descreveram a seção mais completa e o holoestratótipo da Formação Guia na Mina Nossa Senhora da Guia, onde alcança espessura acima de 150 m. A camada mais basal da Formação Guia é formada por pelitos vermelhos com até 10 cm de espessura recobertos por calcários finos (*mudstones* calcíferos), cinzentos a pretos impregnados com betume. Formam camadas de 10 a 20 cm de espessura, com partições de lâminas de folhelho, formando uma sucessão de dezenas de metros, lateralmente contínuas por centenas de metros. Grãos terrígenos (quartzo, feldspato, mica e minerais pesados), subarredondados, de tamanho silte a areia fina, ocorrem disseminados ou concentrados na base das camadas, localmente constituindo um acamamento gradacional. Faixas milimétricas de calcário impregnadas por betume, que preenche porosidade intercrystalina, alternam-se com o micrito e crostas calcíticas, fornecendo um padrão visual listrado ao carbonato, com tonalidades claras e escuras (NOGUEIRA ;RICCOMINI, 2001b).

Segundo Nogueira et. al. (2003), na Faixa Paraguai Norte, a base da Formação Guia é desprovida de crostas e cristais, predominando calcários finos e folhelhos, por vezes dolomitizados. Camadas com deformação sinsedimentar são restritas a intervalos estratigráficos distintos, caracterizadas por diques netunianos, estruturas de *slump*, fraturas, falhas normais e de cavalgamento, geralmente preenchidas por calcita macrocristalina. As camadas de calcário fino e folhelho do topo da Formação Guia alcançam espessuras de até 3 m, muitas vezes formando ritmitos (fácies de ritmito de BOGGIANI, 1997). Cristais autigênicos de pirita e lentes centimétricas de calcário cristalino com laminação cruzada ocorrem esporadicamente. Calcários finos sem estruturas produzidas por ondas e correntes de maré, com camadas planas, contínuas por quilômetros, são compatíveis com sedimentação em uma extensa plataforma, em zona de baixa energia e abaixo da base das ondas de tempestade como descrito por Stow (1986) e Coniglio e James (1990). Segundo Tucker 1992, a cor escura dos calcários e a presença de folhelhos betuminosos e pirita revelam a predominância de condições de anoxia e estagnação, que proporcionaram o acúmulo e preservação da matéria orgânica. As lâminas de cimento fibroso isópaco e leques de cristais originalmente aragoníticos, preservados como pseudomorfos de calcita, apontam em grande parte para a precipitação direta no assoalho marinho profundo, acompanhando a acumulação carbonática em ambiente provavelmente supersaturado em aragonita, típico dos mares pré-cambrianos (GROTZINGER ; KNOLL 1995, SUMNER ; GROTZINGER 1996).

Segundo Obermeier *et al.* 1985 e Kahle 2002, correntes de turbidez podem ter gerado a gradação normal encontrada nas camadas de calcário fino, separadas por intervalos de suspensão (partições de folhelho), o que é coerente com a inferência de um paleoambiente marinho profundo. Intervalos de deformação intercalados com camadas sem perturbação e estruturas com diferentes estilos de deformação (rúptil e plástica) podem ser atribuídas a eventos de choques sísmicos. Processos de dissolução por pressão resultaram na formação da pseudo-estratificação e a intensa dolomitização heterogênea afetou pacotes métricos de calcários finos comuns à base e porções do topo da Formação Guia. As camadas de dolomititos em contato com os diamictitos na Formação Puga, encontradas na região da Faixa Paraguai, não são capas carbonáticas. Segundo Alvarenga et al. (2004), apesar do sinal isotópico negativo de ^{13}C , estas camadas foram formadas por dolomitização do calcário fino e não exibem as estruturas típica de uma capa carbonática (cf. HOFFMAN ; SHRAG 2000).

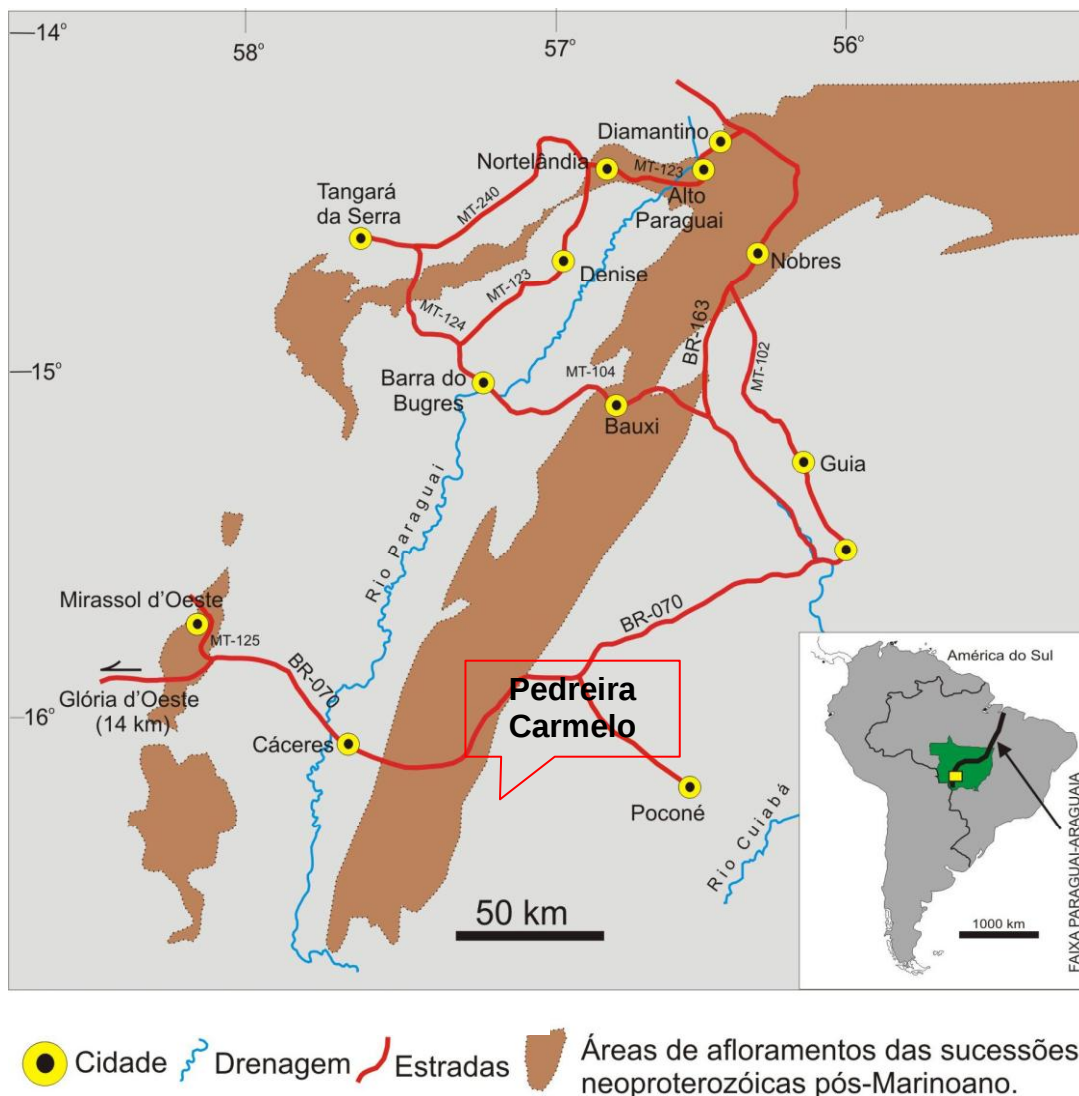
Na região sul do Cráton Amazônico afloram apenas as formações Mirassol d'Oeste e Guia encontradas na mina Terconi, na região de Mirassol d'Oeste, e na mina Calcário Tangará, na região de Tangará da Serra (NOGUEIRA ; RICCOMINI 2006).

A idade mínima para a deposição das rochas sedimentares neoproterozóicas que afloram no sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai é de 483 ± 8 Ma (método Rb/Sr; Almeida & Mantovani, 1975) e de 504 ± 12 Ma (método K/Ar, Amaral 1966) obtida para o Granito São Vicente, que corta as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, que servem de embasamento para o diamictito Puga (HASUI; ALMEIDA 1970, ALMEIDA; MANTOVANI, 1975 apud NOGUEIRA; RICCOMINI, op.cit.).

3.2.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada localiza-se na Região Centro-Oeste do Brasil, na porção sudoeste do estado do Mato Grosso, nos municípios de Glória d'Oeste, Mirassol d'Oeste, Cáceres, Nobres, e Alto Paraguai, inseridos nos domínios da Folha SD-21-Cuiabá. As coordenadas da Pedreira Carmelo, $16^{\circ} 11' 22''$ S e $57^{\circ} 21' 06''$ W (Figura 8).

Figura 8 – Mapa de localização e acesso da área estudada.



Fonte: Modificado de (SILVA JUNIOR., 2006).

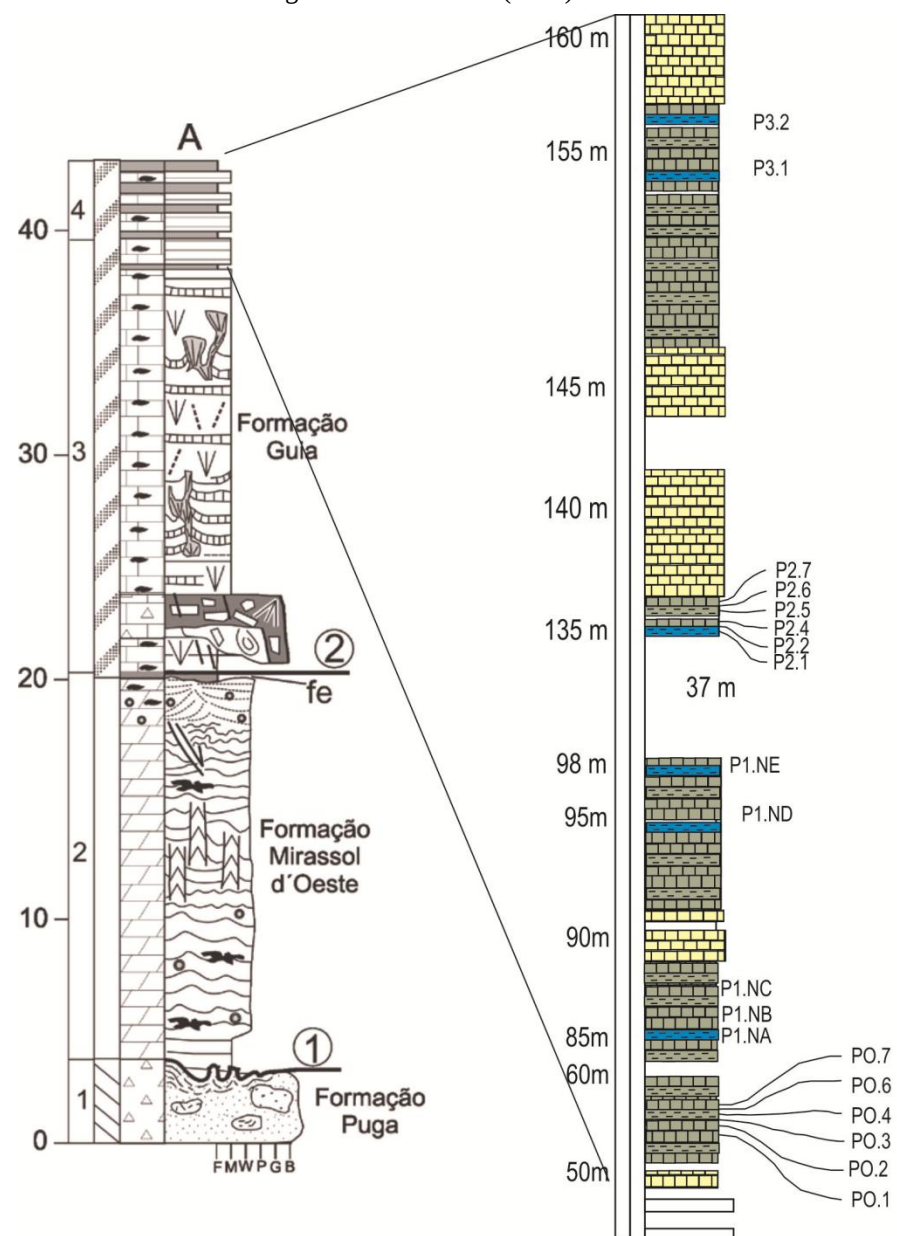
3.2.2. Perfil Estudado

A caracterização mineralógica, geoquímica e do carbono orgânico total (TOC), da Formação Guia que aflora na região de Cáceres, no estado do Mato Grosso, foi feita utilizando um perfil estratigráfico, que será chamado de Perfil Carmelo, localizado próximo à cidade de Cáceres (Figura 09). O perfil Carmelo é composto basicamente por dois tipos de rochas, folhelhos maciços, deformados, de cor cinza escuro sendo intercaladas por margas, ricas em calcita e dolomita, apresentando uma coloração cinza claro. O entendimento destes depósitos passa não só por uma leitura estratigráfica das rochas geradoras e reservatórios, como também pelo conhecimento das fases diagenéticas que balizam o entendimento das condições de maturação e migração do óleo, pois o entendimento dos processos de maturação dessas rochas é pouco entendido.

O perfil estudado mostra uma intercalação rítmica de folhelhos e margas, com espessura variando de 0,5 cm até 10 cm. Estas camadas apresentam laminações e são geralmente contínuas e tabulares. Segundo Nogueira et al. (2003, 2007), a formação desses folhelhos ricos em matéria orgânica está relacionada a interrupções cíclicas na sedimentação seguido de acúmulo de material pelítico em águas parcialmente estagnadas e profundas.

As amostras coletadas e analisadas foram plotadas no perfil (Figura 09), segundo a cota topográfica medida no campo.

Figura 09: Perfil Geoquímico estudado com a disposição das amostras e sua relação com o perfil composto da Formação Guia proposto por Nogueira & Riccomini (2006).



A Pedreira Carmelo, onde foram coletadas as amostras para o estudo, é caracterizado por uma intercalação entre margas e folhelhos (Figura 10A e 10B). Essa sequencia encontra-se deformada, apresentando mergulho para SE com dobramento suave das camadas (Figura 10A). A amostragem se deu da base do perfil com as amostras PO (Figura 10C), seguindo para o topo até as amostras P3. O afloramento onde foram coletadas as amostras P1 (Figura 10D), caracteriza-se por camadas sub-horizontais, levemente deformadas. O afloramento onde foram coletadas as amostras P3, caracteriza-se por camadas de margas com um leve mergulho no sentido SE (Figura 10E).

Figura 10: (A) Afloramento mostrando uma dobra no canto superior esquerdo, indicando uma deformação incipiente. (B) Afloramento indicando a intercalação das margas e folhelhos nas amostras PO, base do perfil. (C) Intercalação de camadas sub-horizontais de margas e os folhelhos. Amostras PO. (D) Afloramento indicando camadas sub-horizontais com uma leve deformação. Amostras P1. (E) Camadas de margas com mergulhos no sentido SE. Amostras P3.



4. OBJETIVOS

Este trabalho tem como principal objetivo, caracterizar a geoquímica das rochas que compreendem o perfil estudado, as margas, ricas em calcita e dolomita, além dos folhelhos desta região, contribuindo assim para um melhor entendimento sobre o paleoambiente da Formação Guia subsidiando recursos para uma interpretação dos processos dominantes na formação dos tipos de rochas que afloram na região. Pretende-se também contribuir com o entendimento do grau de maturação da matéria orgânica no arcabouço da rocha.

4.1 Objetivos Específicos

Alguns objetivos específicos foram traçados para que o estudo desses folhelhos depositados na Formação Guia (Grupo Araras), e a determinação do seu potencial gerador fosse feita.

- Determinar a composição mineralógica e química das rochas (folhelhos e margas) da Formação Guia ao longo do perfil Carmelo, utilizando técnicas de difração e fluorescência de raios-x
- Determinar a quantidade de matéria orgânica, sua maturação e tipo de querogênio, presentes na Formação Guia no perfil Carmelo.
- Construção de um perfil geoquímico para observação o comportamento dos elementos maiores e da matéria orgânica;

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste item estão descritos os procedimentos utilizados na aquisição de dados nas amostras coletadas de folhelhos e margas da Formação Guia, incluindo o trabalho de campo, análises geoquímicas de elementos maiores e traço (Rb e Sr), dando-se especial enfoque a procedimentos de análise quantitativa da matéria orgânica, sua maturação e tipo de querogênio para obtenção de dados que possam colaborar com a avaliação do potencial gerador dessas rochas.

5.1. TRABALHOS DE CAMPO

Após um levantamento bibliográfico prévio da área, a aquisição das amostras foi realizada numa campanha de campo na região de Cáceres (pedreira Carmelo) sob orientação do professor Candido Moura. Foram cedidas 19 amostras para análise mineralógica, análise química, análise quantitativa de carbono orgânico total (TOC) e pirólise rock eval.

5.2. ANÁLISE MINERALÓGICA

A mineralogia das amostras foi determinada pela técnica de policristais, “método do pó”, em amostra total, onde o material foi desagregado e prensado em acessório específico. Em seguida, foi submetido à difração de raios X, segundo a metodologia proposta por Moore & Reynolds Jr (1997). As análises por difração de raios X foram realizadas no Laboratório de Difração de raios-X do Instituto de Geociências utilizando como instrumento o difratômetro da marca PANalytical, modelo X-PERT PRO MDP (PW 3040/60) com goniômetro PW 3050/60 (theta/theta) com tubo de raios-x com ânodo de cobre ($K\alpha=1,54060$), modelo PW 337600 e gerador de tensão e corrente ajustados para 40 kV e 40 mA com detector do tipo RTMS X'celerator. A aquisição dos dados foi realizada através do software X-PERT Data Collector, versão 2.1 A.

A fração argila ($< 2 \mu\text{m}$) foi estudada após uma separação granulométrica realizada no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências. Inicialmente as amostras foram secadas em estufa a 50°C e posteriormente destorroadas e homogeneizadas. Em seguida, as amostras foram desagregadas no ultrassom e peneiradas usando malhas de 250 a $62 \mu\text{m}$. A fração $< 62 \mu\text{m}$ foi colocada em um cilindro de Attenberg para a separação da fração argila.

A fração argila foi utilizada para a confecção de lâminas orientadas. As amostras para caracterização de argilominerais foram analisadas por difração de raios-x usando três tipos de preparação: a) amostra normal (sem tratamento); b) amostra submetida à saturação em uma atmosfera de etileno glicol por 24 horas e c) amostra submetida ao aquecimento em forno mufla a 550°C por 2 horas. Após cada tratamento, as amostras foram analisadas num difratômetro da marca PANalytical, modelo X-PERT PRO MDP (PW 3040/60) com goniômetro PW 3050/60 (theta/theta) com tubo de raios-x com anôdo de cobre ($K\alpha=1,54060$), modelo PW 337600 e gerador de tensão e corrente ajustados para 40 kV e 40 mA com detector do tipo RTMS X'celerator. A varredura foi realizada entre os ângulos 2 e 35 graus dois theta. A identificação dos minerais foi feita com o auxílio do Programa X-PERT Highscore 2.1 B.

5.3. ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas das rochas da Formação Guia no perfil Carmelo, objeto de estudo deste trabalho, tem como finalidade fornecer parâmetros químicos aplicáveis ao reconhecimento do ambiente deposicional e às alterações pós-deposicionais ocorridas, além de avaliar o potencial para geração de petróleo nesta Formação.

Para o estudo geoquímico elementar, foram determinados os teores dos elementos maiores Si, Al, K, P, Mn, Na, Fe, Mg e Ca e traços Rb e Sr em 19 amostras de folhelhos/margas por Fluorescência de Raios-X. Essas análises foram realizadas no Laboratório de Difração de raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

A composição química das amostras foi determinada pela técnica de policristais, “método do pó”, em amostra total, onde o material foi desagregado e prensado em acessório específico. As determinações foram feitas no programa QI+ Semiquant, por fluorescência de raios X em pastilha prensada para elementos maiores e traços, utilizando o espectrômetro sequencial Axios Minerals, tubo de raios-X cerâmico anodo de Rh de 2,4KW, PANalytical. A aquisição de dados foi feita com o software SuperQ Manager, e o tratamento dos dados com o software IQ+, também da PANalytical. Na preparação da pastilha prensada foi utilizado 3 gramas de amostra para 0,6 gramas de parafina. Os dados de perda ao fogo foram obtidos por diferença de massa entre a amostra natural e amostra aquecida a 1000 °C. Após a obtenção dos dados da análise química, foi organizado numa tabela do Excel para melhor visualização dos resultados.

5.3.1 Pirólise Rock-Eval e Carbono Orgânico Total (TOC)

Para as análises por pirólise Rock Eval e determinação de carbono orgânico total as amostras foram pulverizadas, em gral de ágata, até que partículas atingissem tamanhos menores que 0,18mm de diâmetro. Os resultados obtidos foram expressos em porcentagem (%), em relação à quantidade original da amostra. Os dados foram determinados no equipamento Leco-SC444, no laboratório comercial no Canadá, Activation Laboratories Ltda, dados estes que foram tratados através de diagramas para determinação do tipo e qualidade do querogênio e grau de maturação da rocha geradora.

Para obtenção dos resultados de Pirólise Rock-Eval, as amostras pulverizadas foram aquecidas no pirolisador *Rock-Eval* do laboratório comercial no Canadá, Activation Laboratories Ltda. O aquecimento foi realizado em atmosfera inerte, entre 200 e 550°C, utilizando o gás hélio como carreador. Os hidrocarbonetos e o CO₂ liberados foram medidos, respectivamente, por detectores de ionização de chama e de condutividade térmica. Os resultados de pirólise foram expressos em mg de hidrocarbonetos (HC)/grama de rocha ou miligrama de CO₂/grama de rocha.

Os resultados obtidos oferecem os seguintes parâmetros: hidrocarbonetos liberados até 350°C correspondem ao pico S1, representando os hidrocarbonetos livres na rocha; o pico S2 representa os hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio entre 350 e 550°C, ou seja, os hidrocarbonetos ainda não gerados naturalmente. O dióxido de carbono liberado entre 250 e 390°C representa a quantidade de oxigênio presente no querogênio (pico S3). O valor de T_{max} corresponde à temperatura em que ocorre a altura máxima do pico S2. O índice de hidrogênio ($IH = S2/COT \times 100$) é expresso em miligramas de hidrocarbonetos (HC)/gramas de carbono orgânico total (COT). O índice de oxigênio ($IO = S3/COT \times 100$) é expresso em miligramas de CO₂/gramas de carbono orgânico total (COT).

6. RESULTADOS

Para um melhor entendimento da distribuição mineralógica e interpretação dos dados geoquímicos ao longo do perfil Carmelo, vamos dividir o perfil em 3 partes: Seção inferior, Seção intermediária e Seção superior (Anexo A)

6.1. ANÁLISE MINERALÓGICA

A Seção Inferior do Perfil Carmelo é caracterizada principalmente por folhelhos que foram descritos e amostrados (amostras PO-1 a PO-7). Essas rochas são compostas principalmente pelos seguintes minerais: Quartzo (Q), K-Feldspato (F), Calcita (C), Dolomita (D), Clorita (Ch) e Ilita (I) (Anexo A). Também foi realizado o estudo dos argilominerais e percebeu-se que as amostras (folhelhos) que compõe a seção inferior do Perfil são caracterizadas por uma composição mineralógica onde se tem principalmente Ilita e Clorita. A presença de K-feldspato pode estar relacionada a falhas na separação da fração $< 2\mu\text{m}$ (Figuras 11-13).

Na Seção Intermediária do Perfil Carmelo, percebe-se uma intercalação de folhelhos (P1-NB e P1-NC) e margas (P1-NA, P1-ND e P1-NE). As margas observadas nesta seção intermediária apresentam a seguinte composição mineralógica: Calcita (C), Quartzo (Q), K-Feldspato (F), Clorita (Ch) e Ilita (I) (Anexo A), já os folhelhos apresentam uma composição mineralógica semelhante a da Seção Inferior. Como na Seção Inferior, foram caracterizados os argilominerais destas amostras, os folhelhos são caracterizados por uma composição mineralógica onde se tem principalmente Clorita (Ch), Ilita (I), a mesma composição da Seção Inferior. As Margas são caracterizadas por uma composição mineralógica onde se tem principalmente os seguintes minerais: Ilita (I), Clorita (Ch), Calcita (Ca) e K-Feldspato (F) (Figuras 14-16).

As margas no campo são difíceis de distinguir dos folhelhos, pois tem a mesma cor e granulometria, entretanto, são facilmente reconhecidas pelos difratogramas devido a presença dos picos característicos de calcita. Na seção intermediária a intercalação desses dois tipos de rochas é evidente. As margas iniciam a seção (P1-NA), sendo seguidas por intercalações de folhelhos (P1-NB e P1-NC), No final desta Seção, tem-se novamente a predominância de margas (P1-ND e P1-NE).

Na Seção Superior do Perfil, percebe-se, através dos difratogramas, que há uma continuação na intercalação de folhelhos (P2-2 a P2-7) e margas (P2-1, P3-1 e P3-2). As margas observadas nesta seção superior apresentam a mesma composição mineralógica:

Calcita (C), Quartzo (Q), K-Feldspato (F), Ilita (I) e Clorita (Ch). As margas iniciam (P2-1) e finalizam a seção (P3-1 e P3-2), sendo intercalado com os folhelhos (P2-2 a P2-7), (Anexo A). Os resultados dos difratogramas nos argilominerais, revelaram que os folhelhos dessa seção apresentam uma composição mineralógica um pouco diferente do que as das outras seções, a presença da Esmectita (Es) é bem evidente pelo deslocamento dos reflexos do seu pico, isso pode representar provavelmente uma mudança na rocha fonte ou clima durante a deposição (Figuras 17-20).

Uma particularidade que foi observada nos difratogramas dos argilominerais é a baixa intensidade dos picos da Clorita na sua seção basal (001). Segundo Duane e Reynolds Jr. (1997), cloritas com alto teor de ferro, tem suas reflexões basais (001), com picos dificilmente notados e a distinção entre os picos das cloritas e caulinitas se confundiriam quando essas cloritas ricas em ferro estariam envolvidas.

Figura 11: Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de folhelho (PO-2). Notar a presença de Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida a 550°C/1h (AQ).

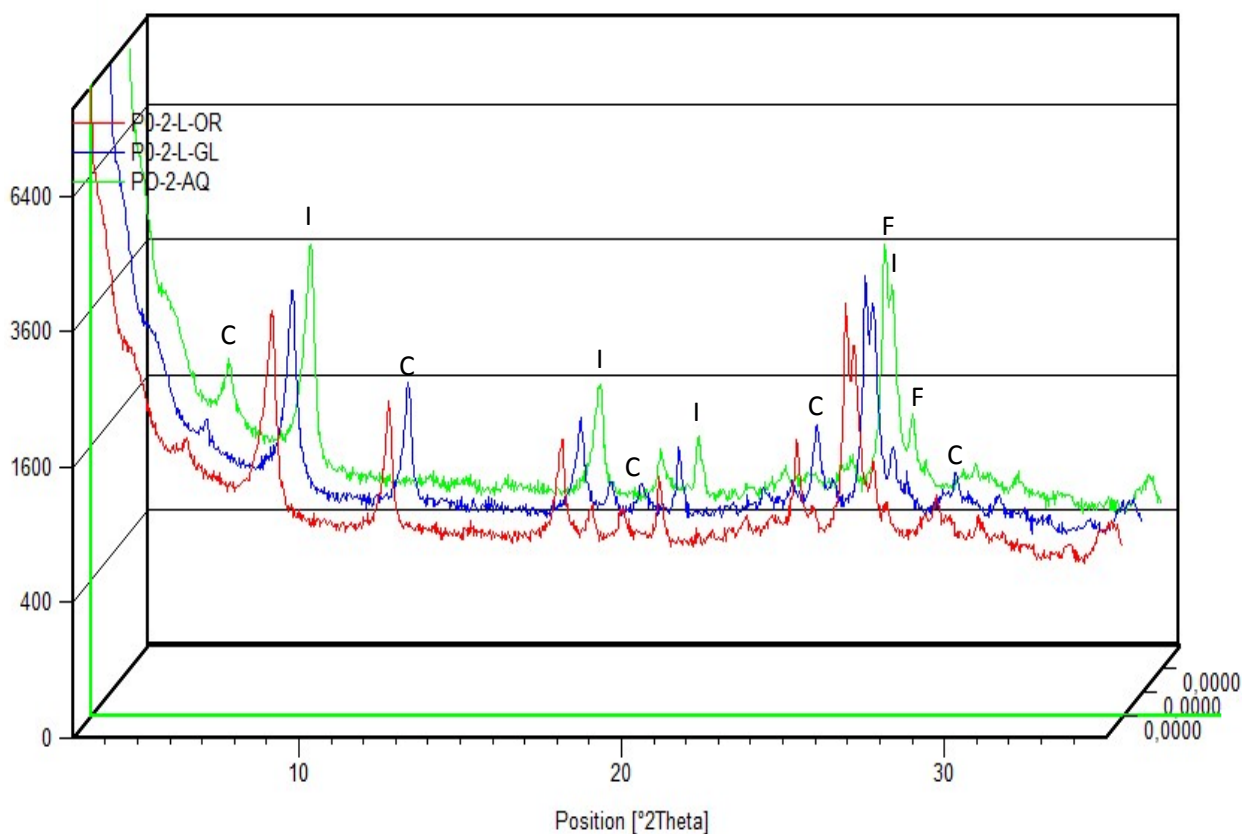


Figura 12: Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de folhelho (PO-3). Notar a presença de Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida a 550°C/1h (AQ).

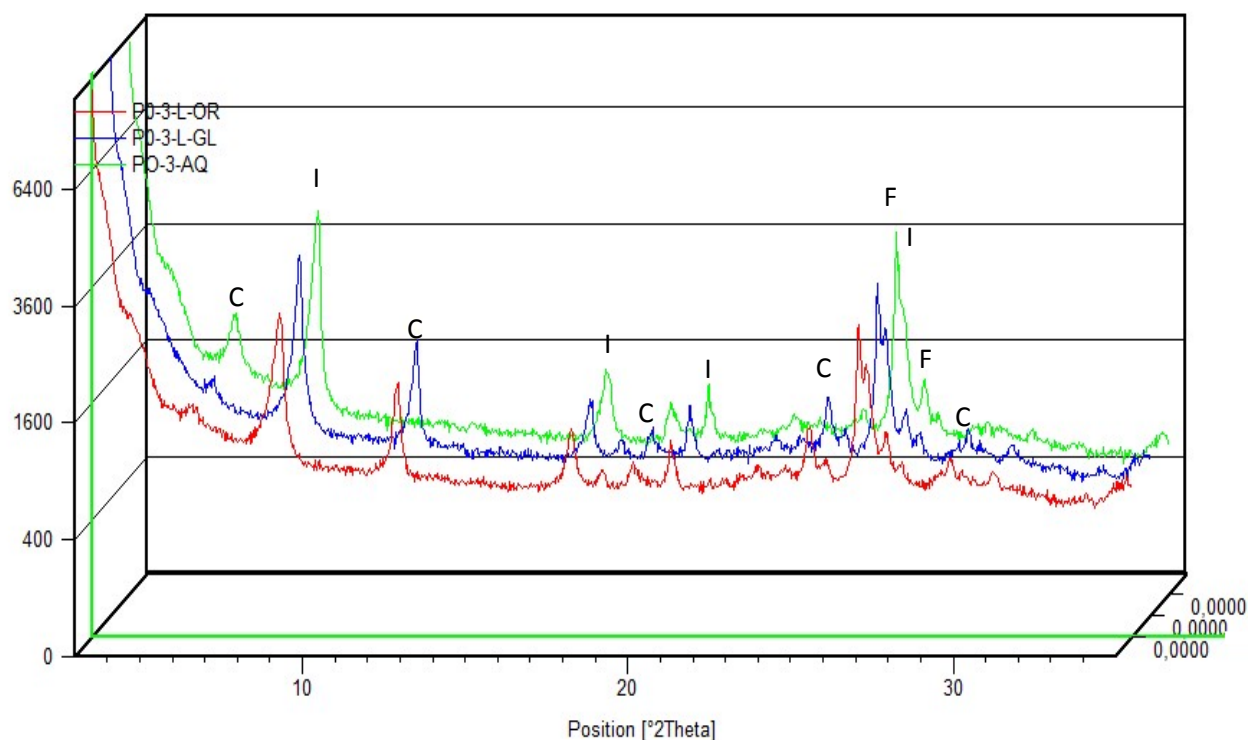


Figura 13: Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de folhelho (PO-7). Notar a presença de Clorita, Ilita e k-feldspato. Amostra natural, saturada em etilenoglicol e aquecida a 550°C/1h.

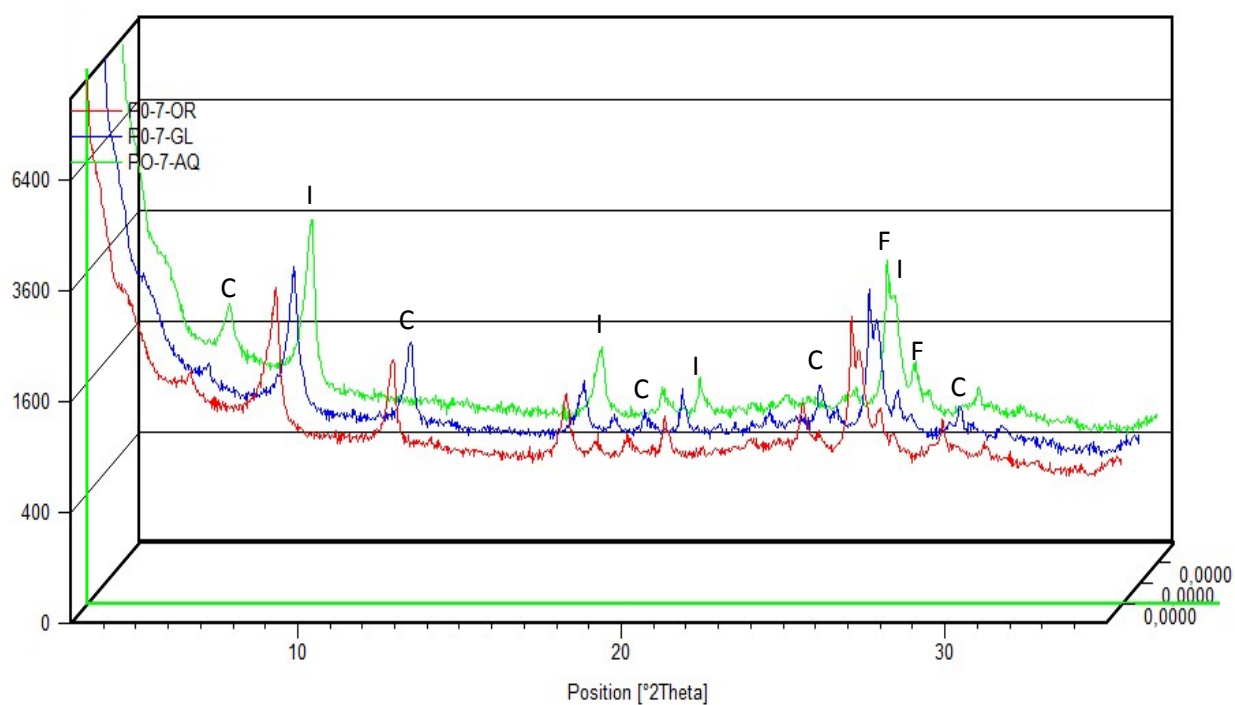


Figura 14: Difratomogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de Margas (P1-NA). Notar a presença de Calcita, Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.

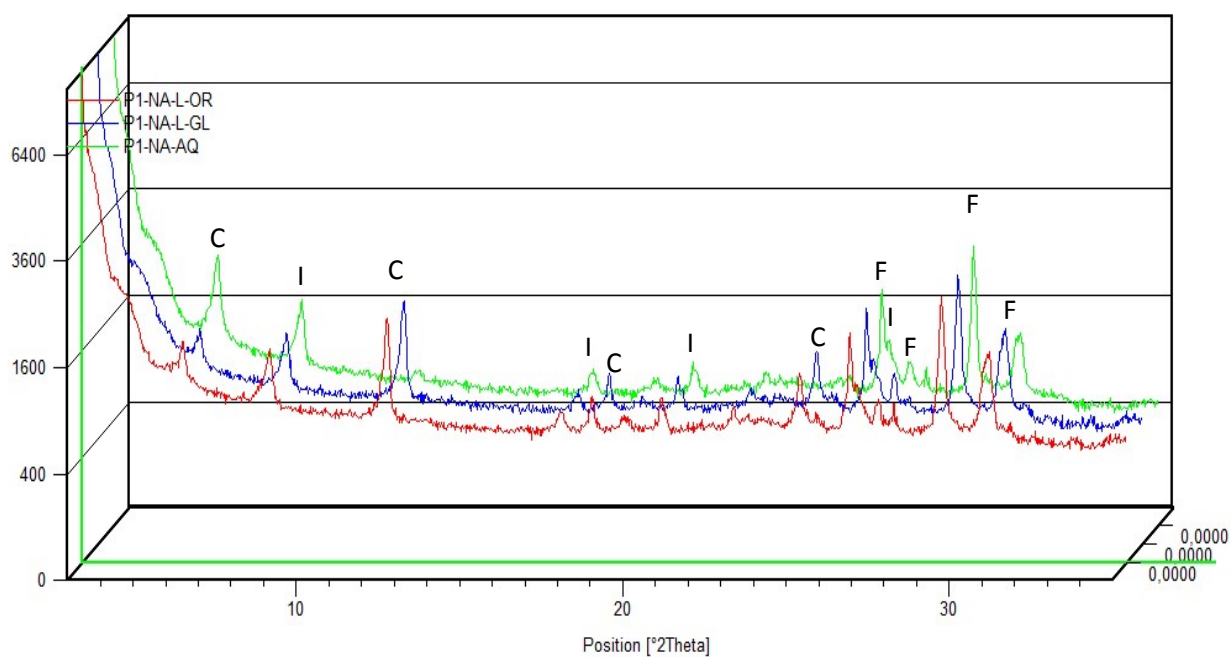


Figura 15: Difratomogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de folhelho (P1-NC). Notar a presença de Calcita, Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.

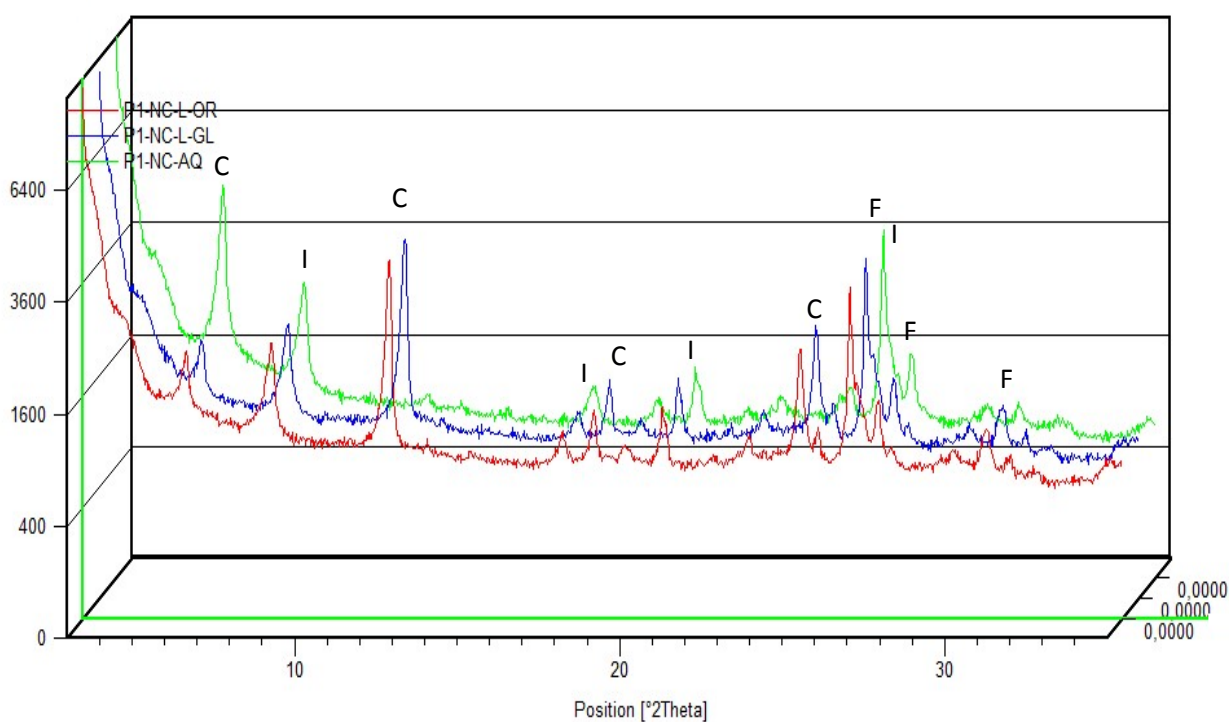


Figura 16: Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de Margas (P1-NE). Notar a presença de Calcita, Clorita, Ilita e K-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.

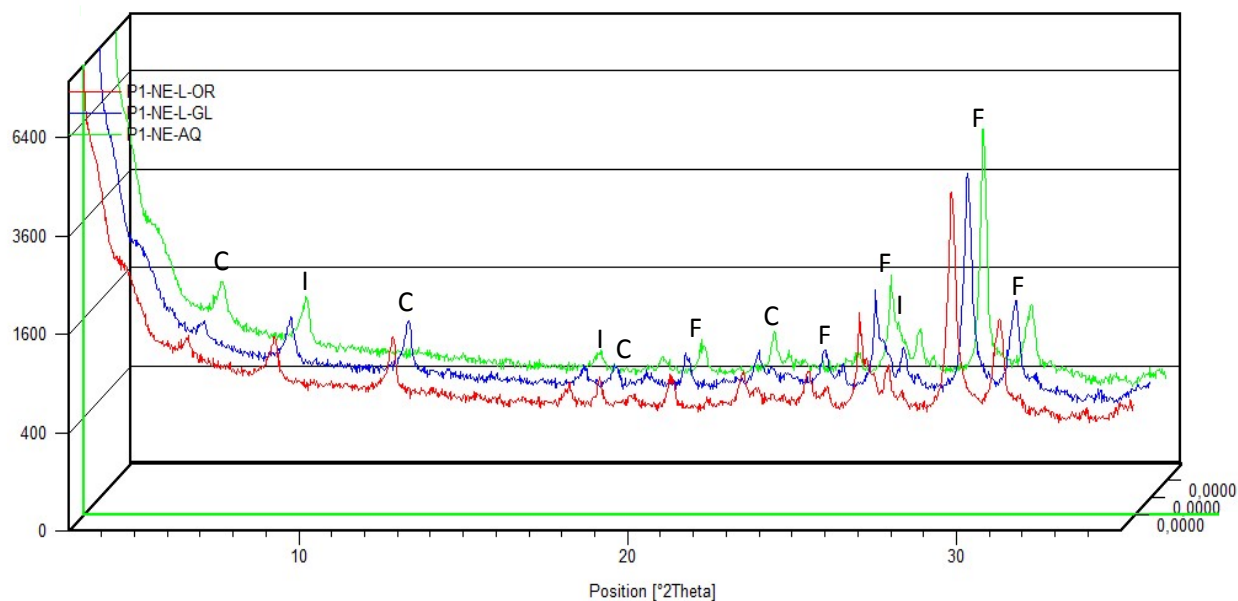


Figura 17: Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de Folhelhos (P2-2). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmeclita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.

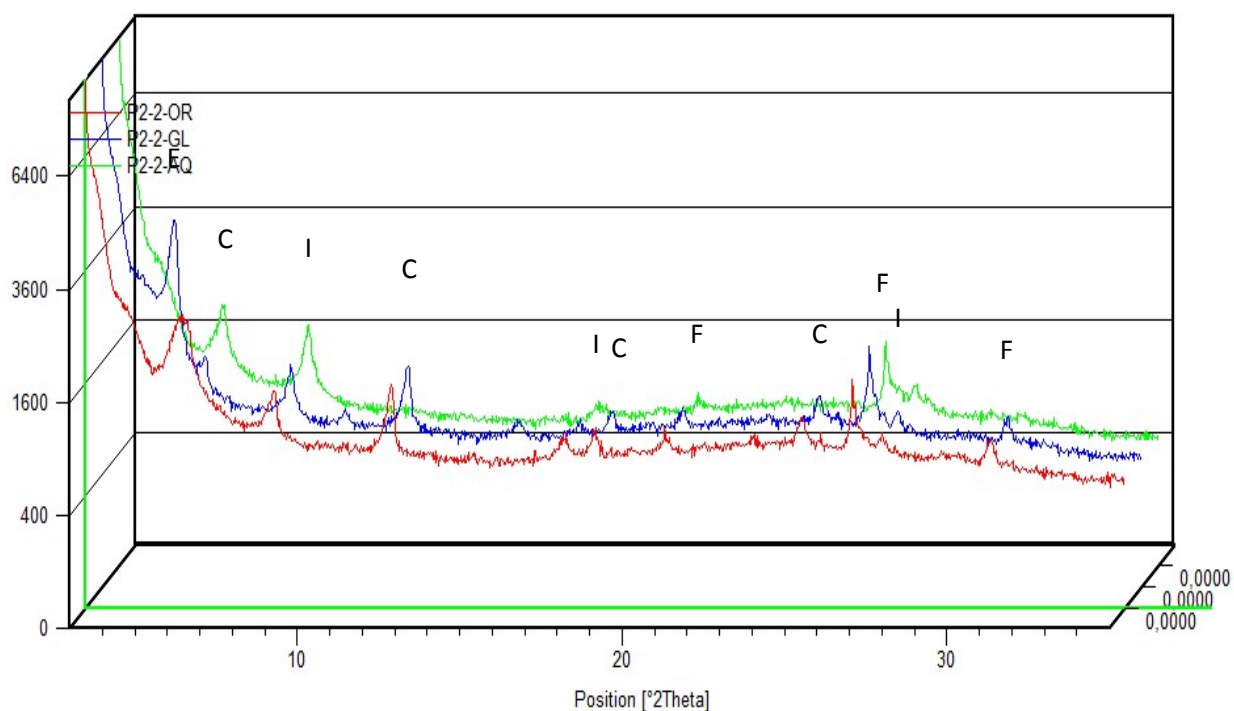


Figura 18: Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de Folhelhos (P2-3). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmeclita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.

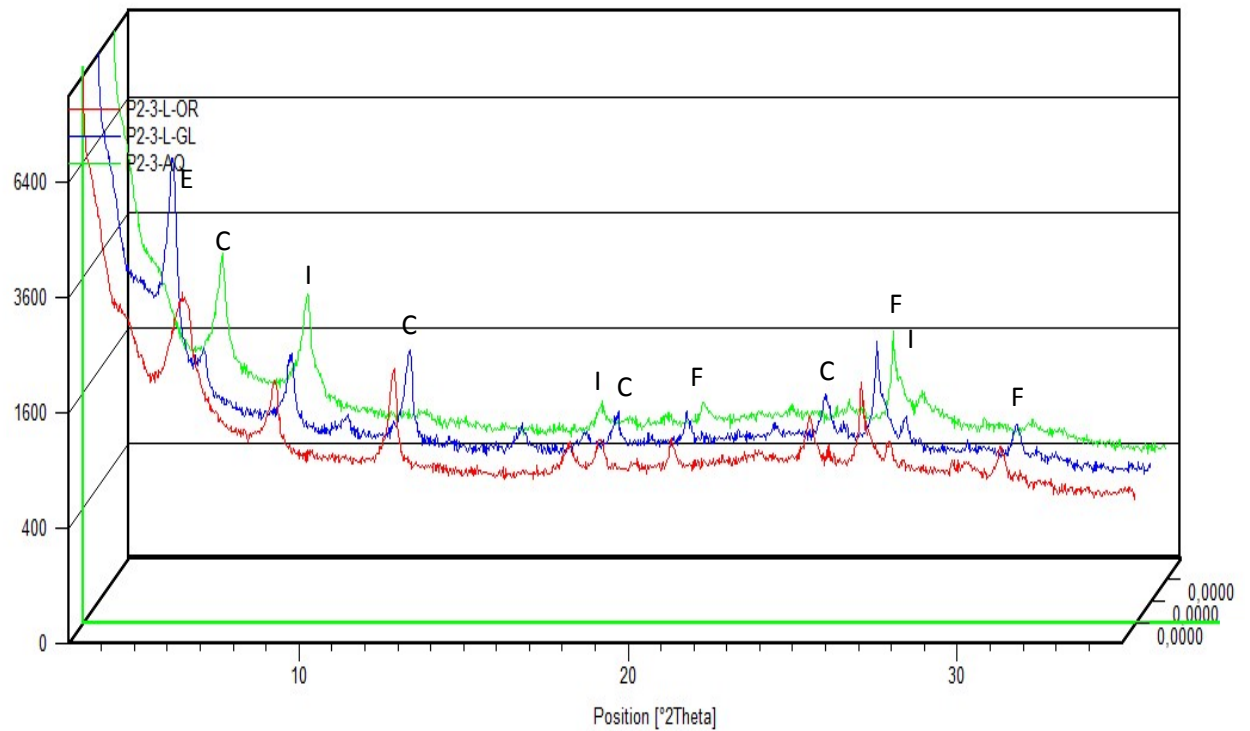


Figura 19: Difratogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de Folhelhos (P2-4). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmeclita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.

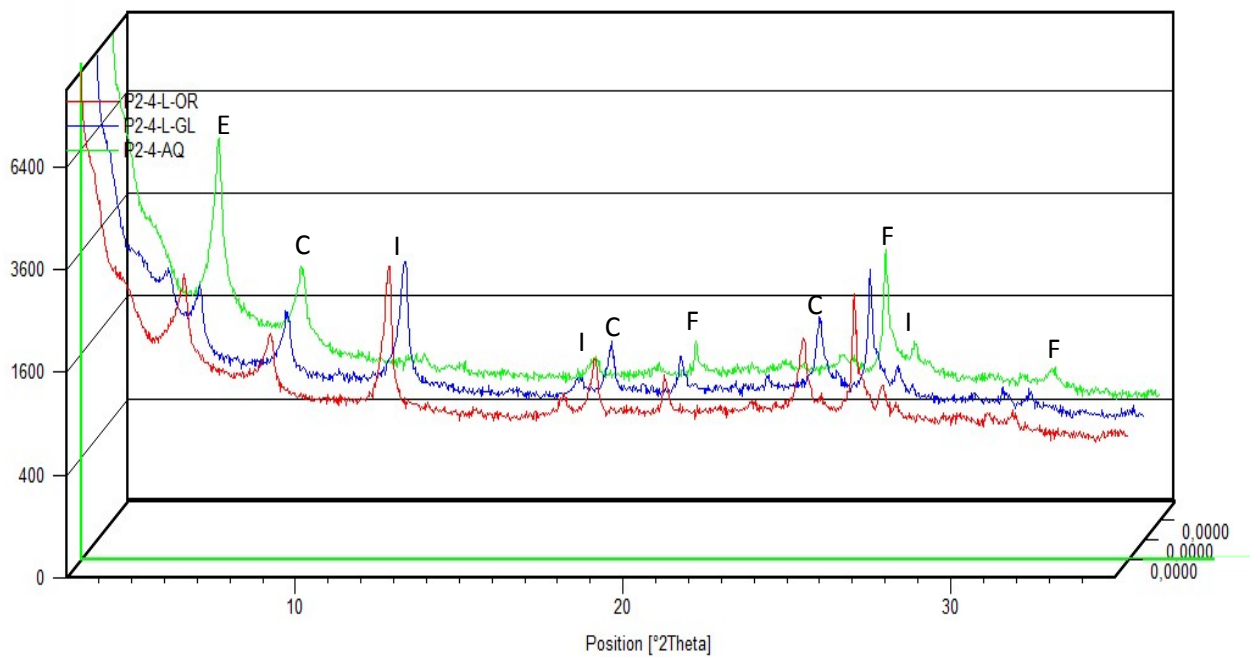
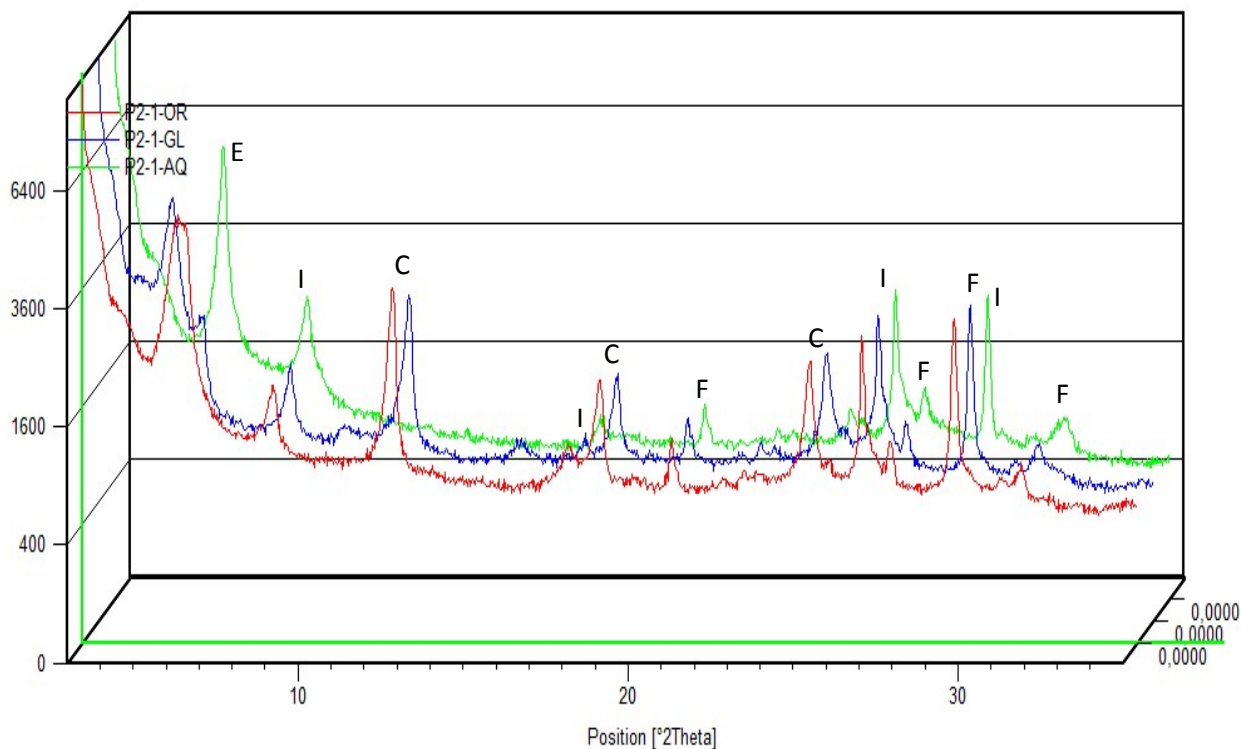


Figura 20: Difratomogramas dos argilominerais (fração < 2 μm) das amostras de Margas (P2-1). Notar a presença de Clorita, Ilita, Esmeclita e k-feldspato. Amostra natural (OR), saturada em etilenoglicol (GL) e aquecida (AQ) a 550°C/1h.



6.2. ANÁLISE QUÍMICA

A composição química dos folhelhos localizados principalmente na base do Perfil está disposta na Tabela 01. Essas rochas são caracterizados pelo alto teor de SiO_2 e Al_2O_3 , teores intermediários de CaO e K_2O , e baixos teores de NaO . Os teores de TiO_2 (0,61 %Peso) se assemelham bastante a média crustal (0,65 %Peso, Mason 1966), entretanto, são inferiores ao encontrado nos folhelhos pós arqueanos da Austrália (PAAS) (tabela 01)

Os dados que caracterizam as margas distribuídas ao longo do Perfil estão dispostos na Tabela 02. Elas apresentam elevados teores de SiO_2 (22,3 a 44,5 %-Peso) e CaO (17,6 a 29,7 %-Peso), valores menores de Al_2O_3 (3,9 a 9,4 %-Peso) e MgO (média 6,8 %-Peso) e valores médios de 0,29 %-Peso de TiO_2 .

Tabela 01: Resultados da análise química nas amostras de folhelhos (amostras PO-1 a PO-7, P1-NB, P1-NC, P2-2 a P2-7).

Amostras	PO-1	PO-2	PO-3	PO-4	PO-6	PO-7	P1-NB	P1-NC	P2-2	P2-4	P2-5	P2-6	P2-7	PAAS
SiO ₂	48,27	57,53	57,64	57,05	55,31	57,84	48,5	55,82	57,04	60,93	60,22	60,5	57,75	62,40
TiO ₂	0,47	0,53	0,63	0,61	0,68	0,68	0,45	0,62	0,57	0,65	0,65	0,68	0,67	0,99
Al ₂ O ₃	11,91	13,7	13,19	13,47	13,38	13,91	12,28	13,95	12,5	13,68	13,15	14,56	13,69	18,78
Fe ₂ O ₃	4,91	3,72	3,93	4,36	4,45	4,35	4,63	5,3	3,87	4,52	4,12	4,27	4,15	7,18
MgO	4,39	2,18	2,63	2,58	3,14	2,58	4,81	4,59	5,71	4,2	4,28	4,01	4,38	2,19
CaO	10,12	6,8	6,34	6,57	6,71	5,3	9,64	4,29	4,63	2,48	3,36	2,06	4,42	1,29
Na ₂ O	0,85	1,23	0,95	0,76	0,99	1,12	0,81	0,76	0,64	0,91	0,83	0,68	0,69	1,19
K ₂ O	4,47	5,18	5,4	5,28	5,19	5,69	5	5,88	5,45	5,71	5,88	6,86	6,29	3,68
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,18	0,16	0,14	0,16	0,13	0,12	0,16	0,17	0,18	0,16	0,14	0,16
SO ₃	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	-
MnO	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	-
ZrO ₂	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	-
PF	14,37	8,88	9,05	9,05	9,92	8,3	13,64	8,59	9,34	6,65	7,22	6,12	7,71	-
TOTAL	99,87	99,9	99,94	99,89	99,91	99,93	99,89	99,92	99,91	99,9	99,89	99,9	99,89	97,86
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	25,34	25,85	20,94	22,08	19,68	20,46	27,29	22,50	21,93	21,05	20,23	21,41	20,43	18,78

Tabela 02: Resultados das análises químicas nas amostras de margas estudadas (Amostras P1-NA, P1-ND, P1-NE, P2-1, P3-1 e P3-2)

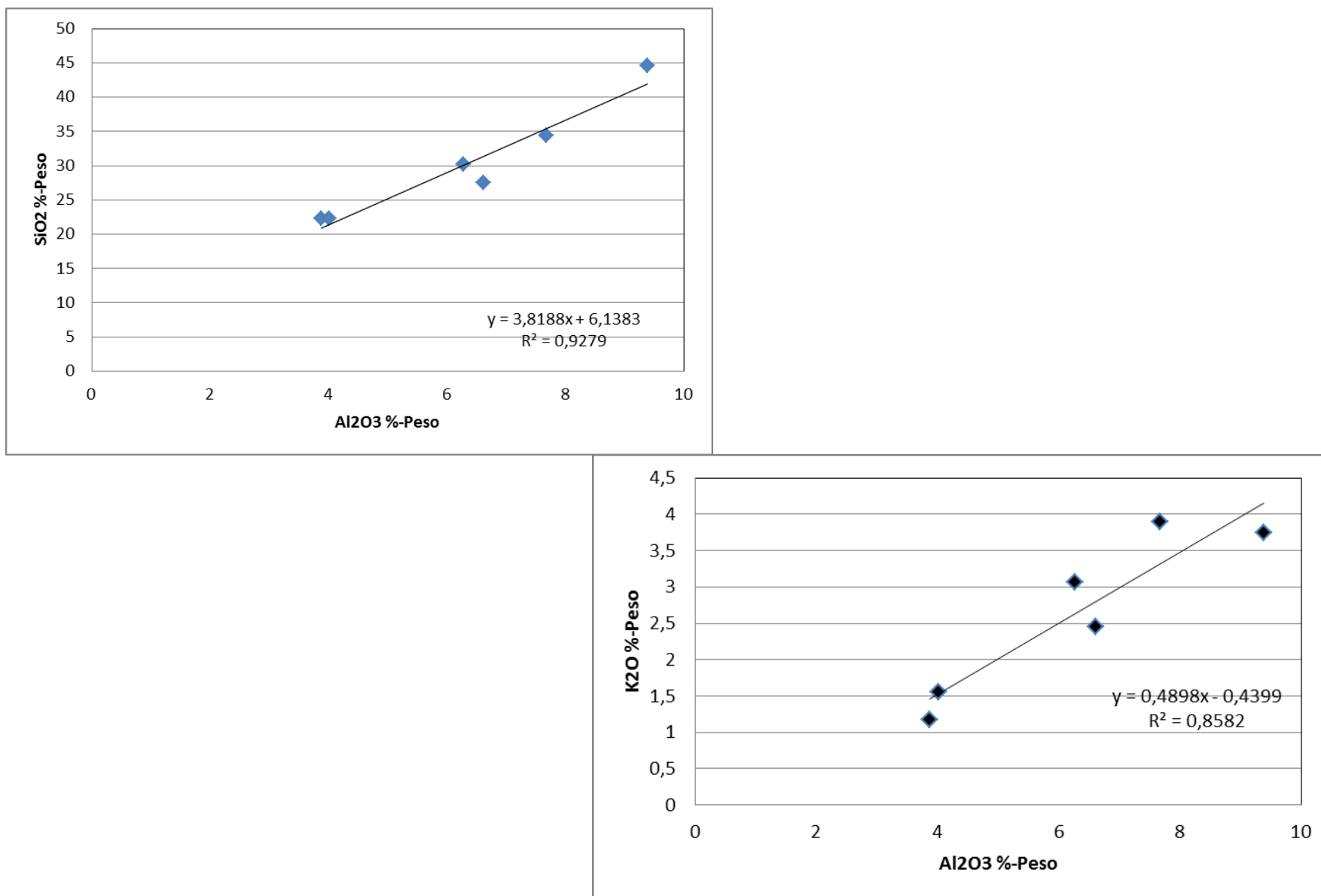
Amostras	P1-NA	P1-ND	P1-NE	P2-1	P3-1	P3-2
SiO ₂	27,5	34,34	30,24	44,55	22,31	22,28
TiO ₂	0,34	0,36	0,31	0,45	0,16	0,14
Al ₂ O ₃	6,61	7,67	6,27	9,38	3,87	4,01
Fe ₂ O ₃	3,35	3,46	2,01	3,19	1,56	1,35
MgO	6,93	8,45	4,84	3,92	9,17	7,64
CaO	24,38	17,65	25,32	17,56	29,74	23,98
Na ₂ O	0,39	0,37	0,4	0,14	0,29	0,38
K ₂ O	2,45	3,89	3,07	3,74	1,17	1,56
P ₂ O ₅	0,1	0,11	0,1	<0,10	0,12	<0,10
SO ₃	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
MnO	<0,10	0,16	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
ZrO ₂	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
PF	27,85	23,49	27,3	16,86	31,48	38,48
TOTAL	99,9	99,95	99,86	99,79	99,87	99,82
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	19,44	21,31	20,23	20,84	24,19	28,64

A assinatura geoquímica de sedimentos clásticos tem sido utilizada para indicar as características da proveniência (TAYLOR & MCLENNAN, 1985; CONDIE et al., 1992; CULLERS, 1995; MADHAVARAJU & RAMASAMY, 2002; ARMSTRONG-ALTRIN et al., 2004). A razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ da maioria das rochas clásticas é essencialmente utilizada para inferir a composição das rochas fonte, porque a razão aumenta de 3 a 8 para rochas ígneas máficas, de 8 a 21 para rochas intermediárias e de 21 a 70 para rochas ígneas félsicas (HAYASHI et al., 1997). Nos folhelhos da Formação Guia, Perfil Carmelo, os valores variaram entre 19,7 e 27,3 com média de 22,24 sugerindo, portanto, como fonte rochas ígneas félsicas ou ácidas. Nas margas a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ variou entre 19,4 e 28,6 mostrando, portanto, a mesma fonte de sedimentos clásticos, o que já era esperado devido a intercalação dessas rochas. Essas razões são muito similares as encontradas por Nagarajan et al. (2007) em seu trabalho sobre os folhelhos Neoproterozóicos das formação Rabanpalli, bacia de Bhima, norte da Índia. Valores também similares, entre 18 e 25, foram observados por Willies et al. (1988) para folhelhos e arenitos precambrianos no Egito. Dessa forma, as razões encontradas sugerem como fonte rochas granitoides mais antigas da Faixa Paraguai.

As margas e os folhelhos do perfil Carmelo mostram valores de TiO_2 inferiores aqueles apresentados pela média dos folhelhos Pós Arqueanos da Austrália (PAAS, TAYLOR & MCLENNAN, 1985), o que reforça a ideia de rochas fonte mais evoluídas, constituídas de material ígneo de composição granítica. A maioria das amostras apresenta valores de P_2O_5 muito baixo (0,11 %-Peso) mais muito próximo dos valores observados nos folhelhos PAAS (0,16 %-Peso)

A forte correlação positiva entre as concentração de Al_2O_3 com SiO_2 e K_2O mostram que a concentração de alumínio é em geral uma boa medida de influxo de detritos, quanto maior a concentração de alumínio, maior será a contribuição de sedimentos clásticos em detrimento de químicos (Figura 21).

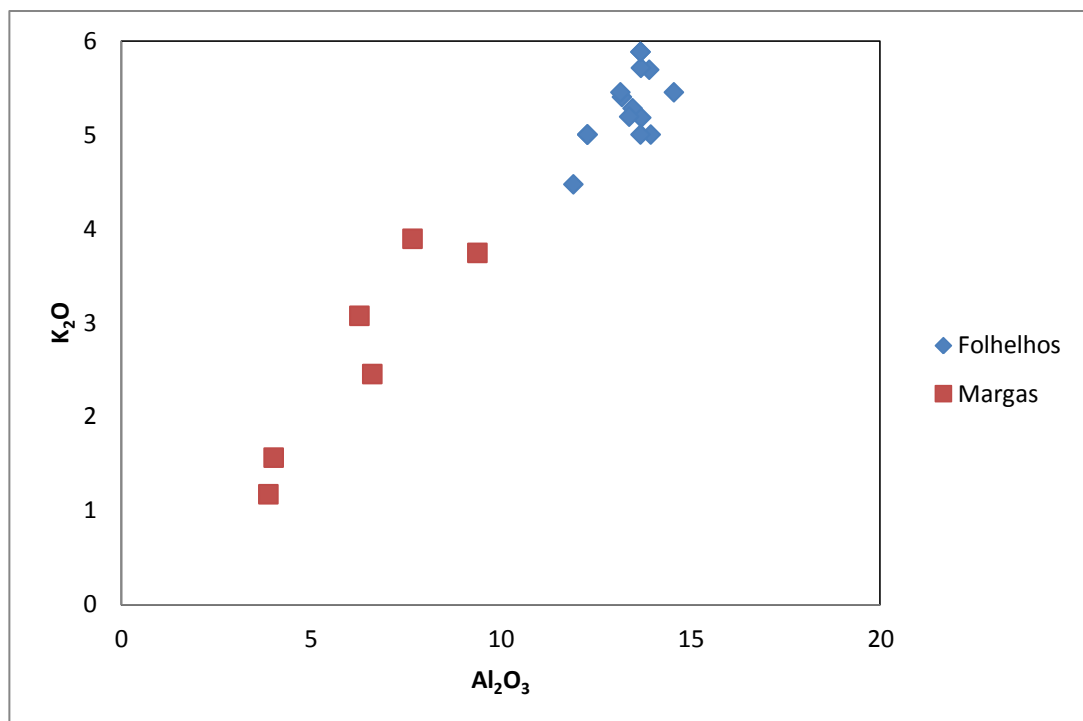
Figura 21: Diagramas mostrando forte correlação positiva entre o Al_2O_3 com o SiO_2 e o K_2O nas margas do Perfil Carmelo.



No Perfil Carmelo ocorrem algumas amostras de folhelhos que apresentam uma presença de calcita um pouco acima da média. Isso pode ser explicado por processos diagenéticos ocorridos ao longo do processo de soterramento. A calcita das margas, após o soterramento, pode ter sofrido um processo de dissolução parcial, o que é comum durante a diagênese de rochas carbonáticas (TUCKER 1985) e a solução resultante migrou para os folhelhos onde a calcita volta a precipitar.

O diagrama K_2O versus Al_2O_3 , contendo tanto folhelhos quanto margas do Perfil Carmelo, mostra um forte alinhamento entre as duas rochas. Esse alinhamento poderia ser explicado através de uma linha de mistura, já que margas por definição são misturas de 50% de calcário com 50% de folhelho (Figura 22).

Figura 22: Diagramas de dispersão mostrando as correlações K_2O X Al_2O_3 , apresentando uma linha de mistura entre os dois tipos de rochas.



Os diagramas TiO_2 versus Al_2O_3 e Na_2O versus Al_2O_3 (Figura 23), identificam claramente os grupos de rochas observados no Perfil Carmelo, separando claramente as margas dos folhelhos. Quando comparamos as concentrações de TiO_2 versus Al_2O_3 e Na_2O versus Al_2O_3 do PAAS com os folhelhos e margas da formação Guia (Perfil Carmelo) verifica-se que as rochas da Formação Guia são mais depletadas em alumínio indicando um ambiente com forte influência da precipitação de carbonatos. Segundo Condie et. al., 1992, o titânio é um elemento que está concentrado principalmente nos filossilicatos e é relativamente imóvel em relação a outros elementos durante vários processos sedimentares e pode representar fortemente as rochas fontes.

A utilização das razões entre os teores de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, possibilitou também uma discriminação entre os folhelhos e as margas que compõem o Perfil Carmelo. São elementos que estão diretamente ligados a composição desses dois tipos de rochas, as margas que possuem um alto teor de Cálcio e Magnésio e baixo teor de alumínio, contrasta perfeitamente com os folhelhos que possuem na sua composição alto teor de alumínio e baixo teor de Cálcio e Magnésio (Figura 24).

Figura 23: Diagramas TiO_2 versus Al_2O_3 e Na_2O versus Al_2O_3 , mostrando a separação entre os diferentes tipos de rochas no Perfil Carmelo e a sua comparação com o PAAS.

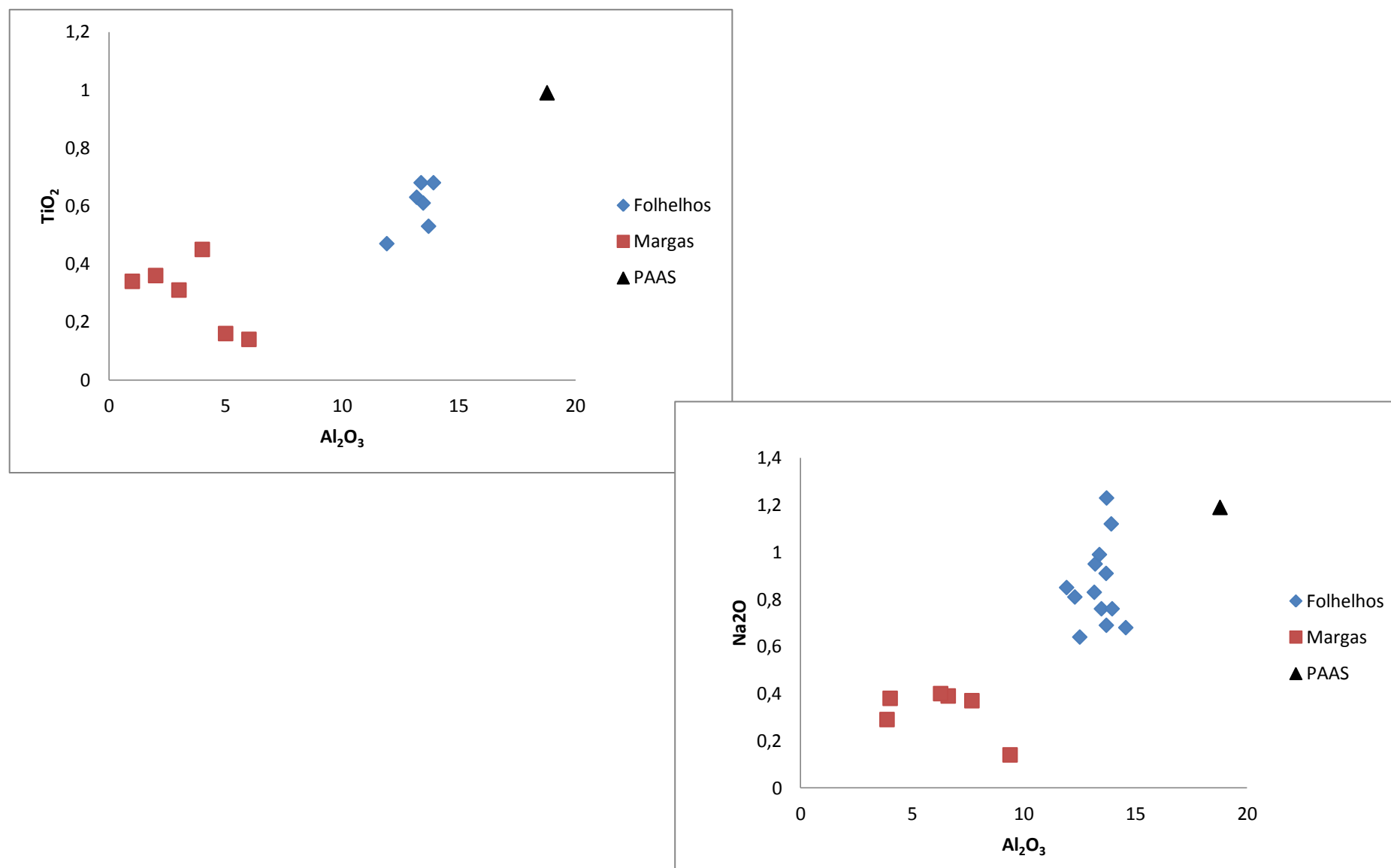
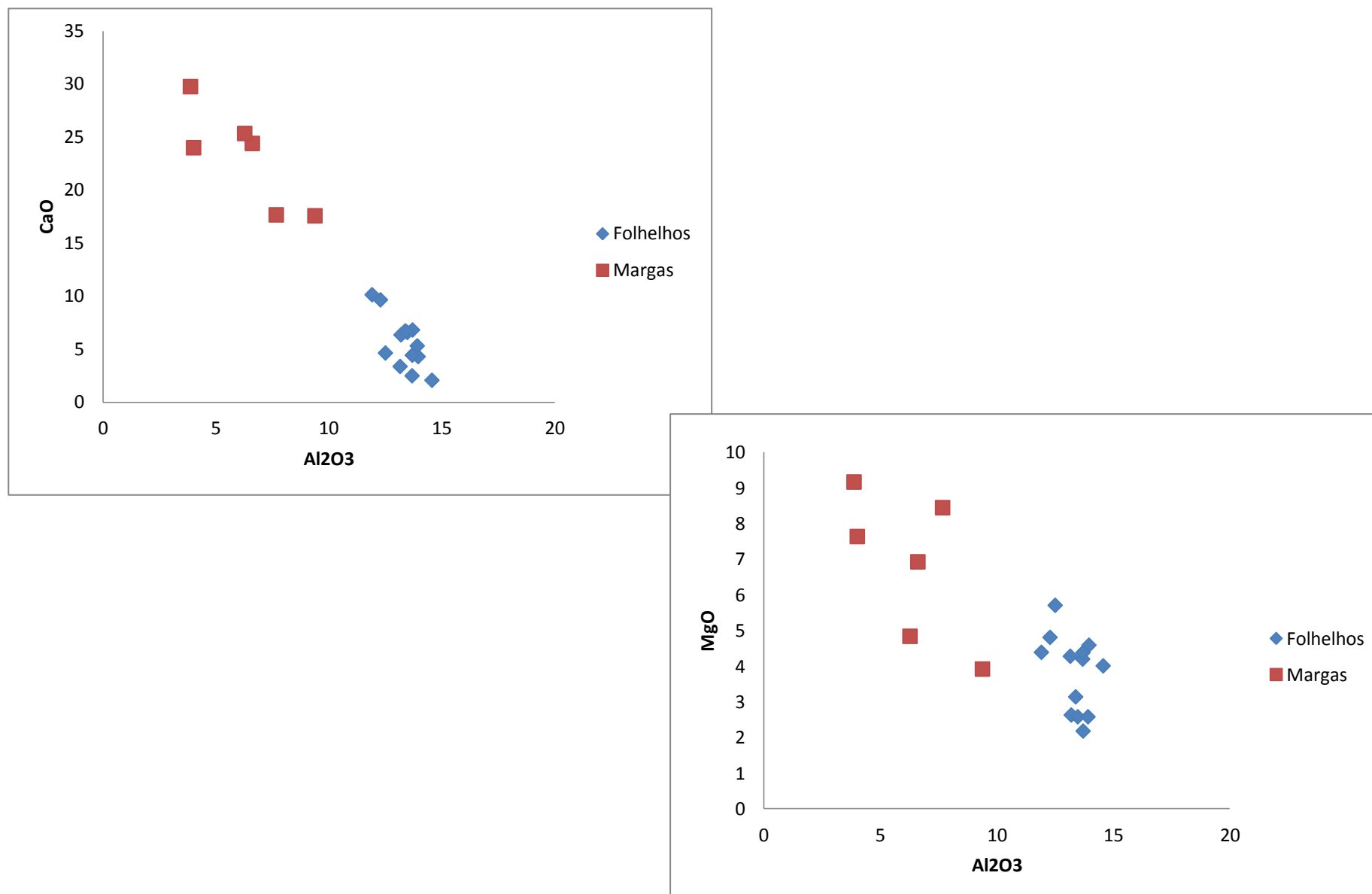


Figura 24: Diagramas de dispersão mostrando as correlações $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, indicando uma discriminação entre folhelhos e margas do perfil.



As razões médias de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ nas amostras de folhelhos (amostras PO-1 a PO-7, P1-NB, P1-NC, P2-2 a P2-7), variam de 1,17 a 7,06, enquanto que nas amostras de margas (amostras P1-NA, P1-ND, P1-NE, P2-1, P3-1 e P3-2), essa razão varia de 0,13 a 0,53, pois o teor de cálcio é elevado, comparado com o do alumínio. As razões de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ nos folhelhos variam de 2,18 a 6,28, enquanto que nas amostras de margas essa razão varia de 0,42 a 2,39, pois o teor de magnésio também é mais elevado nas margas, comparado com os folhelhos (Tabela 03).

Tabela 03: Resultados das análises químicas das razões dos teores de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ para discriminação das amostras de folhelhos de margas.

Amostras	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$
	Folhelhos	Folhelhos
PO-1	1,17	2,71
PO-2	2,01	6,28
PO-3	2,08	5,01
PO-4	2,05	5,22
PO-6	1,99	4,26
PO-7	2,62	5,39
P1-NB	1,27	2,55
P1-NC	3,25	3,03
P2-2	2,69	2,18
P2-4	5,51	3,25
P2-5	3,91	3,07
P2-6	7,06	3,63
P2-7	3,09	3,12
	Margas	Margas
Amostras	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$
P1-NA	0,27	0,95
P3-1	0,13	0,42
P3-2	0,16	0,52
P1-ND	0,43	0,90
P1-NE	0,24	1,29
P2-1	0,53	2,39

Foi calculado nas amostras de folhelhos e Margas o Índice de Alteração Química (IAQ), para determinar o grau de intemperismo que essas rochas sofreram, definido pela fórmula:

$$\text{IAQ} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})] \times 100$$

Nos folhelhos o IAQ sofreu uma variação de 43,54 a 60,26 e nas margas esse índice sofreu uma variação de 11,03 a 30,43. Considerando esses valores para o IAQ, podemos concluir que essas rochas sofreram pouco intemperismo, tendo em consideração que os feldspatos possuem um IAQ = 40, sugestivo de intemperismo ausente e no outro extremo, a caulinita, a gibbsita possui um IAQ = 100 e são representadas por argilas residuais de intemperismo extremo (Cox et. al. 1995).

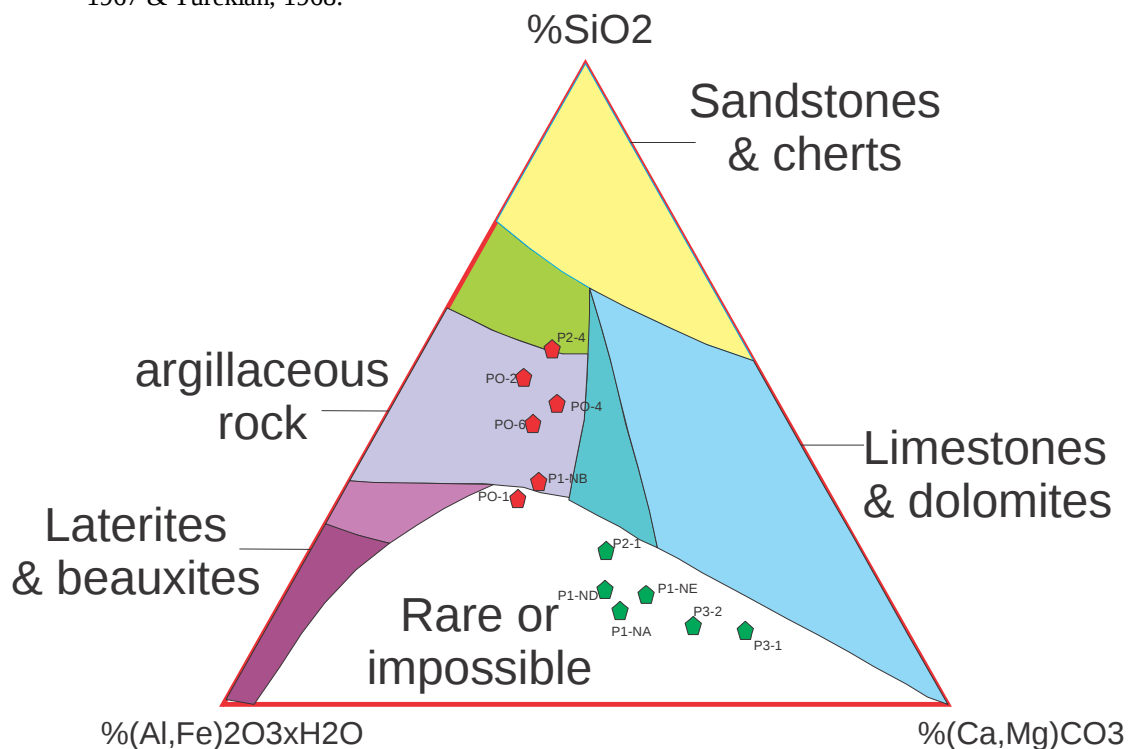
Tabela 04: Resultados do Índice de Alteração Química

Amostras Folhelhos	IAQ
PO-1	48,60
PO-2	50,70
PO-3	50,67
PO-4	50,04
PO-6	49,35
PO-7	49,69
P1-NB	48,53
P1-NC	47,58
P2-2	49,22
P2-4	48,68
P2-5	49,71
P2-6	48,48
P2-7	49,36
Amostras Margas	
P1-NA	49,60
P3-1	57,99
P3-2	53,28
P1-ND	50,33
P1-NE	54,98
P2-1	54,60

Fonte: (Cox et. al. 1995).

As classificação das amostras do Perfil Carmelo foi confirmada pelo diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares, por Mason 1967 & Turekian, 1968, que fazem relação entre as razões do teor de SiO_2 , $(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}$ e $(\text{Ca,Mg})\text{CO}_3$ (Figura 25). Os folhelhos são caracterizados pelo alto teor de alumínio, ferro e silício, enquanto que as Margas, por se tratarem de calcários impuros, possuem alto teor de cálcio e magnésio, mas o teor de alumínio também é significativo. O diagrama não discrimina as margas como sendo um tipo de rocha, por essa razão as amostras (amostras P1-NA, P1-ND, P1-NE, P2-1, P3-1 e P3-2) caem no campo do raro ou impossível.

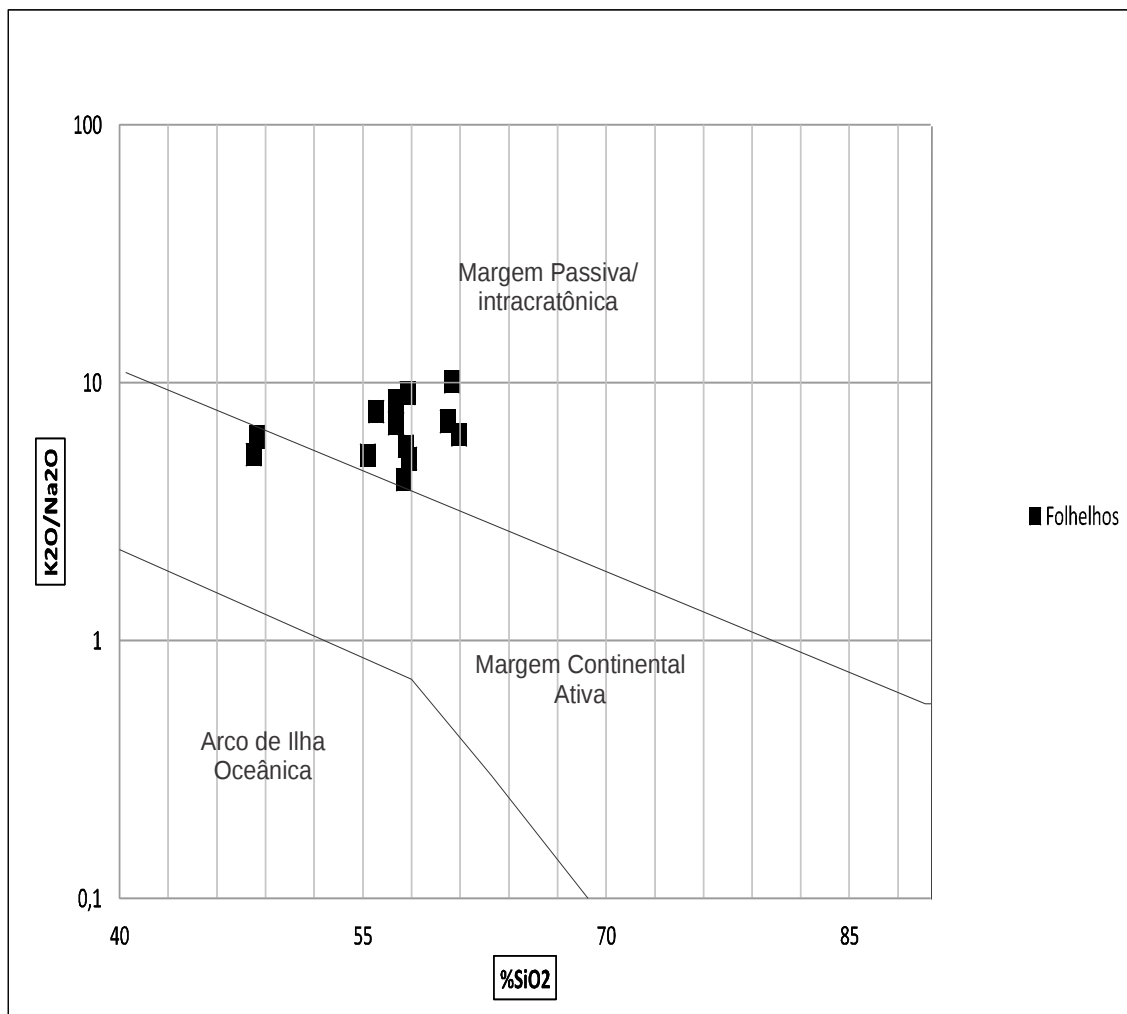
Figura 25: Diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares adaptado de Mason, 1967 & Turekian, 1968.



Fonte: (MASON, 1967 & TUREKIAN, 1968).

Para a discriminação do ambiente tectônico foi utilizado o diagrama de Roser & Korsch (1986), onde são utilizadas as razões $\% \text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. As amostras se comportaram como sendo de um ambiente de margem passiva ou intracratônica como mostra a figura 26.

Figura 26: Diagrama de discriminação do ambiente tectônico das amostras do perfil Carmelo, utilizando razões de %SiO₂ versus K₂O/Na₂O



Fonte: Roser & Korsch (1986)

6.3. Análise de Carbono Orgânico Total (TOC) e Pirólise Rock-Eval

As tabelas 05 e 06 apresentam os resultados obtidos para análise de Carbono Orgânico Total (COT), pirólise Rock-Eval das amostras de folhelhos (tabela 05) e de margas (Tabela 06) no Perfil Carmelo (Figura 09). Segundo os dados desta tabela, as amostras de folhelhos analisadas ao longo do Perfil apresentaram teores de carbono orgânico total (COT) entre 0,19 e 0,99. Já as amostras de margas apresentaram valores de COT entre 0,03 e 0,67.

O valor mínimo de COT para que uma rocha seja classificada como potencialmente geradora de petróleo situa-se entre 1% para os folhelhos e 0,5% para carbonatos. Mas devemos ressaltar que esses índices não estão associados a idade da matéria orgânica, pois considerando o Neoproterozóico esses índices dever ser reavaliados e redirecionados para o paleoclima e paleoambiente existentes naquela Era. Portanto, apesar dos valores menores que

este índice, não podemos afirmar que apresentam baixo potencial gerador. Tanto os folhelhos quanto as margas estudados mostraram valores abaixo desse índice.

Os resultados obtidos através da análise de pirólise Rock-Eval estão listados nas Tabelas 5 e 6. Observa-se que os valores de S1 variam entre 0,03 a 0,41 mg de hidrocarboneto/g de rocha para amostras de folhelhos e de 0,05 a 0,36 mg de hidrocarboneto/g de rocha para amostras de margas. Os maiores valores determinados para este parâmetro foram observados nas amostras P2-2 (folhelho) e P2-1 (marga).

Os valores de S2 variam de 0,01 a 0,22 mg de hidrocarboneto/g de rocha para amostras de folhelhos e de 0,02 a 0,16 mg de hidrocarboneto/g de rocha para amostras de margas.

O índice de hidrogênio (IH) alcançou valores de 35 mg de hidrocarboneto/g de COT para amostras de folhelhos (P3-1) e de 66 mg de hidrocarboneto/g de COT para amostras de margas (P1-NE).

O índice de oxigênio (IO) apresentou valores entre 1-83 mg CO₂/g de COT para amostras de folhelhos, e de -1-197 mg CO₂/g de COT para amostras de Margas.

A temperatura máxima de pirólise (Tmax) alcança valores entre 308 e 450 °C para as amostras de folhelhos e de 313 a 423 °C para as margas.

Tabela 05: Resultados analíticos do teor do Carbono Orgânico Total dos folhelhos (amostras PO-1 a PO-7, P1-NB, P1-NC, P2-2 a P2-7).

Amostras	Prof	Leco	RE			Tmax (°C)	HI	OI	S2/S3	S1/TOC *100	PI
	Top	TOC	S1	S2	S3						
PO-1	56	0,37	0,07	0,02	0,31	434	5	83	0,1	18	0,77
PO-2	56	0,65	0,08	0,05	0,22	327	8	34	0,2	12	0,61
PO-4	56	0,53	0,06	0,09	0,08	450	17	15	1,1	12	0,40
PO-6	56	0,55	0,03	0,01	0,18	361	2	33	0,1	6	0,76
PO-7	57	0,65	0,12	0,04	0,17	325	6	26	0,2	18	0,75
P1-NC	87	0,40	0,05	0,05	0,14	345	13	35	0,4	12	0,50
P1-NB	87	0,19	0,07	0,04	0,14	308	21	73	0,3	36	0,63
P2-2	137	0,78	0,41	0,22	0,04	354	28	5	5,5	53	0,65
P2-7	138	0,99	0,37	0,20	0,01	350	20	1	20,0	37	0,65
P3-1	155	0,26	0,25	0,09	0,03	361	35	12	3,0	96	0,73
P3-2	156	0,32	0,21	0,05	0,20	357	16	62	0,3	65	0,81

Tabela 06: Resultados analíticos do teor do Carbono Orgânico Total das Margas (amostras P1-NA, P1-ND, P1-NE, P2-1, P3-1 e P3-2).

Amostras	Prof	Leco	RE			Tmax (°C)	HI	OI	S2/S3	S1/TOC *100	PI
	Top	TOC	S1	S2	S3						
P1-NA	87	0,03	0,05	0,02	0,22	423	61	-1	0,1	159	0,72
P1-ND	96	0,37	0,09	0,03	0,22	314	8	59	0,1	23	0,74
P1-NE	98	0,06	0,06	0,04	0,12	313	66	197	0,3	95	0,59
P2-1	136	0,67	0,36	0,16	0,22	351	24	33	0,7	53	0,69
P3-1	155	0,26	0,25	0,09	0,03	361	35	12	3,0	96	0,73
P3-2	156	0,32	0,21	0,05	0,20	357	16	62	0,3	65	0,81

A caracterização do tipo de matéria orgânica pode ser efetuada através do diagrama tipo “Van Krevelen” que é obtido através dos dados de IO e IH plotados em um gráfico, obtendo-se assim a diferenciação entre os quatro tipos básicos de querogênios (I, II, III e IV).

A figura 27 mostra o gráfico que relaciona o índice de hidrogênio (IH) combinado com o carbono orgânico total (COT). As amostras de margas e folhelhos caem no campo do querogênio tipo IV com valores próximos de zero, mas sabemos que este tipo de querogênio é incompatível para o Neoproterozoico, pois o querogênio tipo IV é proveniente de vegetais superiores inexistentes nesta Era. Uma explicação para isso seria uma contaminação dessas rochas por outros reservatórios. Outra hipótese seria explicado pela presença de compostos ancestrais de uma clade de origem pré-cambriana que tem a mesma composição de alguns vegetais superiores interferindo na classificação do tipo de querogênio.

Para fazer uma avaliação semi-quantitativa do potencial gerador da matéria orgânica presente em cada amostra de rocha, utiliza-se os valores de HI (mgHC/g COT) e do pico S2 (mg HC/g rocha). As escalas sugeridas para cada um dos casos são as seguintes (Espitalié et al., 1985).

HI < 200 = potencial para gás

200 < HI < 300 = potencial para gás e condensado

HI > 300 = potencial para óleo

S2 < 2,0 = baixo potencial gerador

2,0 < S2 < 5,0 = moderado potencial gerador

5,0 < S2 < 10 = bom potencial gerador

S2 > 10 = excelente potencial gerador

As amostras de folhelhos e margas do Perfil Carmelo apresentam valores de HI inferiores a 200, o que indicaria seu potencial gerador, entretanto, os valores de S2 inferiores a 2,0 mostram que seu potencial gerador é muito baixo. Deve-se notar, contudo, que com o aumento da maturação da matéria orgânica os valores de S2, IH e IO decrescerão, representando os potenciais geradores residuais relativos ao grau de evolução térmica alcançado pela matéria orgânica. Assim, torna-se importante associar sempre essas informações com aquelas relativas à evolução térmica da matéria orgânica. No caso do perfil estudado, os dobramentos apresentados certamente aconteceram num gradiente geotérmico elevado, o que de certa forma contribuiria para a degradação dessa matéria orgânica e consequentemente para os baixos valores observados de HI e S2.

Outra possibilidade de avaliação do potencial de geração é a utilização dos valores de S1+S2. Nesse caso, percebe-se que os valores das rochas do perfil Carmelo são baixos, variando de 0,04 a 0,63 para os folhelhos e entre 0,07 a 0,52 para as margas, indicando que essas rochas provavelmente não são rochas geradoras.

Através dos valores de Tmax (temperatura em que ocorre a taxa máxima de geração) e índice de hidrogênio (IH), é possível estimar o grau de evolução térmica da rocha geradora, tanto nos folhelhos como nas margas (Figura 28A e 28B), sendo esses valores dependentes de outros fatores como o tipo de matéria orgânica.

Figura 27: Diagramas de “Van Krevelen” mostrando o tipo de querôgeno nas amostras de folhelhos (A) e margas (B).

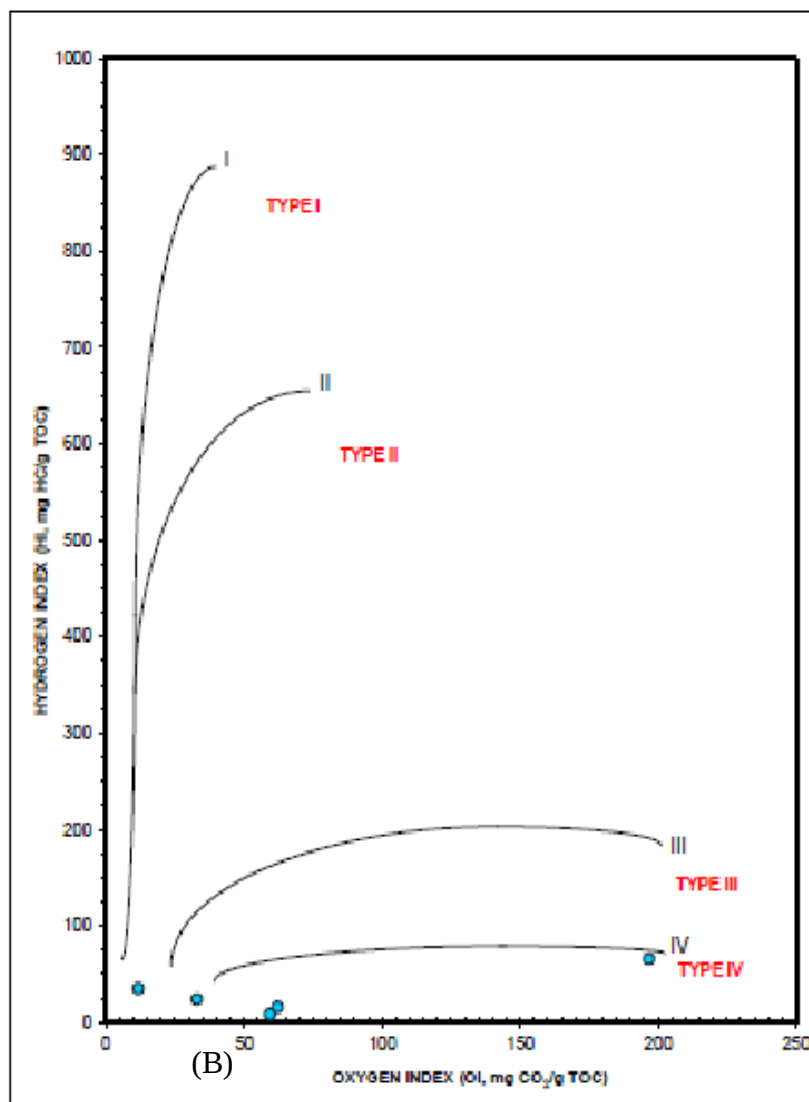
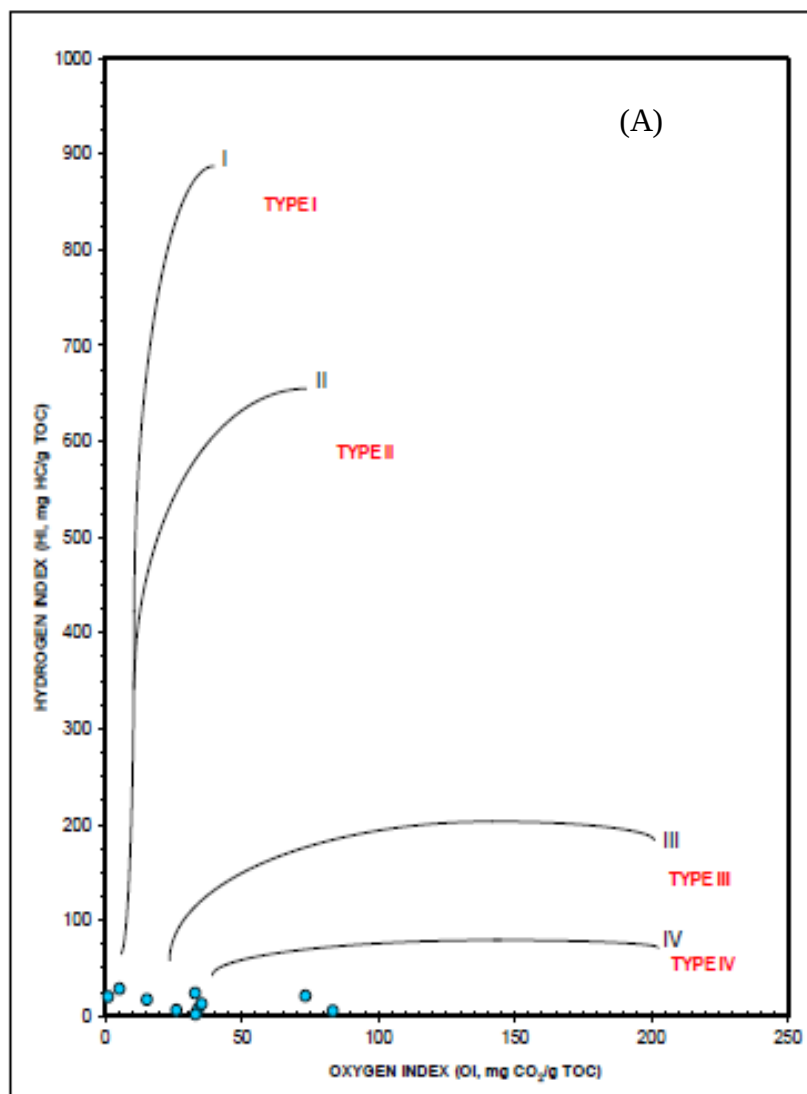
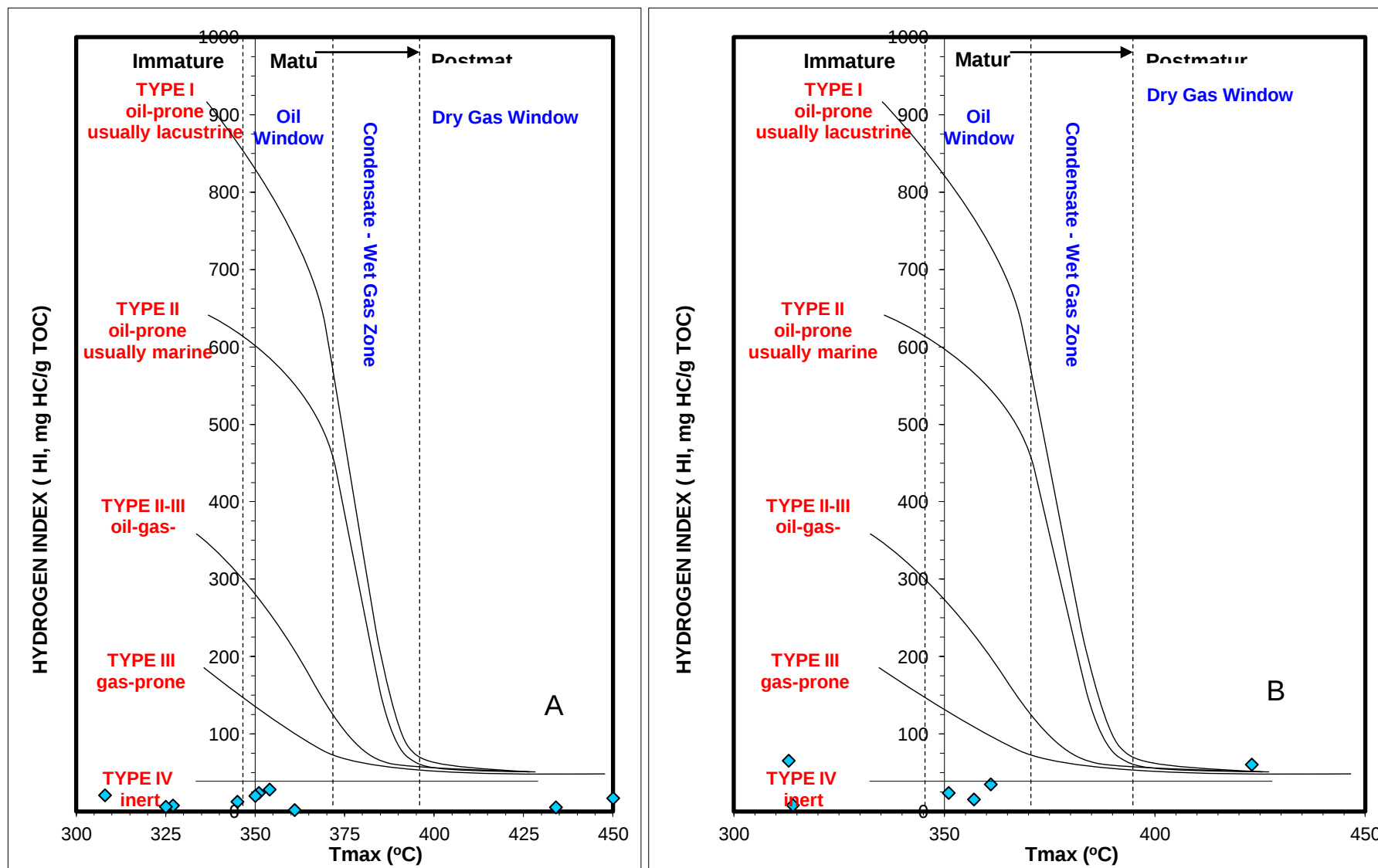


Figura 28: (A) Diagrama mostrando a relação entre os teores de Carbono Orgânico Total (COT) e os valores de potencial gerador (S1) para as amostras de folhelhos. (B) Diagrama mostrando a relação entre os teores de Carbono Orgânico Total (COT) e os valores de potencial gerador (S1) para as margas.



7. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Os folhelhos da Formação Guia, objeto deste estudo, foram caracterizados com uma composição mineralógica com a presença de Quartzo (Q), K-Feldspato, Calcita (C), Dolomita (D), Clorita (Ch) e Ilita (I). No estudo dos argilominerais apontou que nas amostras P2-2 a P2-7, localizadas no topo do perfil, há a ocorrência de Esmectita, dando uma indicação no paleoclima. Para que a Esmectita tivesse sido preservada, sugere-se que ela estava em um clima temperado a frio, sem que essas rochas tivessem passado por intemperismo intenso (comprovado pelo índice de alteração química) e intensos processos diagenéticos e processos de metamorfismo.

O tipo de querogênio encontrado (Tipo IV) é interpretado como resultado de restos de plantas oxidadas, ou mesmo carvão. NO entanto, em se tratando de sedimentos pré-cambrianos a ausência de plantas terrestres não estabelece uma interpretação correta para esse tipo de querogênio. Duas possibilidades podem ser interpretadas. A primeira é uma possível contaminação nas amostras que teria gerado anormalmente essa análise. Outra possibilidade que pode ser discutido é que no Pré-cambriano já existia organismos (algas verdes) que teriam originado as plantas terrestres e contribuído para o aparecimento de querogênio Tipo III e IV em sedimentos pré-cambrianos. Em nossa análise os baixos valores de HI (índice de Hidrogênio) indicaram a possibilidade de geração dentro da janela de gás. Essa interpretação corrobora com dados da literatura.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, A.E; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. **Atlas of sedimentary rocks under the microscope**. Low priced edition. London: Longman, 1987.
- ALKMIN F.F.; MARSHAK S.; FONSECA M.A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil: **Geology**, n. 29, p.319-322. 2001.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. **Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: DNPM, v.219, p.1-53. 1964.
- ALMEIDA, F.F.M..Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: DNPM, v.219, p.1-53. 1965.
- ALMEIDA, F.F.M. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. ; HASUI, Y. (coords.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, 1984. p.265-281.
- BANDEIRA J. **Sedimentação siliciclástica e proveniência do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano), borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso**. 2009. 79 f. Exame de Qualificação (doutorado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém-PA, 2009.
- BARROS, A.M. et al. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SD-21 Cuiabá**. Rio de Janeiro: MME, 1982. p. 25 - 132. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H.da; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, A.F.; SOUZA JUNIOR, J.J. de; RIVETTI, M.; LUZ, D.S. da; PALMEIRA, R.C. de B.; TASSINARI, C.C.G. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. In: BRASIL. DNPM. PROJETO RADAM **Geologia da Folha SD.21 Cuiabá**. Rio de Janeiro: DNPM, 1982. cap. 1, p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.**, v.54, n.2, p.207-250. 1970.
- CORDANI, U. G.; NEVES, B.B.B.; D'AGRELLA, M.S.; TRINDADE, R.I.F. Tearing up Rodinia: The Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments: **Terra Nova**, v. 15, p.343-349. 2003.
- DAPPLES, E. C. Diagenesis in sandstones. In: LARSEN, G. ; CHILINGAR, G. V. (eds.) **Diagenesis in sediments and sedimentary rocks**. New York: Elsevier, 1979. p.31-9.
- DICKINSON, W.R. ; SUCZEK, C.A. Plate tectonics and sandstone composition. **AAPG Bulletin**, New York, v. 63; n. 12, p. 2164-2182 p 661-664. 1979.
- DE ROS, L.F. ; MORAES, M.A.S. Sequência diagenética em arenitos, uma Discussão Inicial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984.

DE ROS, L.F, CESERO, P.. Argila em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. In: CONG. BRAS. GEOL., 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v.4, p.1663-1671.

DERRY, L.A.; KAUFMAN, A.J.; JACOBSEN, S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. **Geochim.Cosmochim. Acta**, v.56, p.1317-1329. 1992.

EVANS, J. W. The geology of Mato Grosso (Particularly the region drained by the upper Paraguay), **Quart. Journal Soc.** London, Londres, v.2, p.85 – 104. 1894.

FOLK, R.L. Petrology of sedimentary rocks. In. SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo : Edgard Blucher Ltda., 2003. p.400,1974.

FIGUEIREDO, A.J.A; OLIVATTI, O. O Projeto Alto–Guaporé; relatório final integrado. Goiânia, DNPM/CPRM, 11. **Relatório do arquivo técnico da DGM**, n. 2323.1974.

GUIMARÃES, G.; ALMEIDA, L.F.G. Projeto Cuiabá. Cuiabá, DNPM. **Relatório do arquivo técnico da DGM**, 1972. (Relatório Final)

GOODWIN, A.M. **Principles of precambrian geology**. London: Academic Press., 1996. p.327.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Rev. Bras. Geoc.**, v.12,p.7-31. 1992.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Banco de dados estatísticos e geográficos.Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>>. Acesso em: 26 de agosto de 2010.

KNOLL, A.H.; HAYES, J.M.; KAUFMAN, A.J.; SWETT,K.; LAMBERT, I.B., Secular variation in carbon isotope ratios from the upper Proterozoic succession of Svalbard and east Greenland. **Nature**, v. 321, p.832-839. 1986.

LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. **Projeto Coxipó**. Goiânia, DNPM/CPRM, 1980. v.1. 136p. (Relatório Final)

MIALL, A.D. **Principles of sedimentary basin analysis**. 2º ed. New York: Springer-Verlag, 1990. 668p.

MORAES, M.A.S. Reações químicas na diagênese de arenitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. 1986, Goiânia. **Anais**. Goiânia: SBG, 1986.v.2, p.187-207.

NAGARAJAN R.; MADHAVARAJU J.; NAGENDRA R.; ARMSTRONG-ALTRIN, J.S.; MOUTTE J. Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, v. 24, núm. 2, p. 150-160. 2007.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R.. Late Neoproterozoic Puga cap carbonate succession from southeastern Amazon Craton, Brazil: a record of snowball earth in South America. In: LATIN AMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 2003, Belém. **Anais...** v.1, p.230-231,

NOGUEIRA, A. C. R. **A plataforma carbonática Araras no Sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso**: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 2003. 173 f. Tese (doutorado em geologia) – Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, São Paulo, 2003.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; TRINDADE, R.I.F.; FAIRCHILD, T.R. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. **Chemical Geology**, v. 237, p. 168 – 190. 2007.

SILVA JUNIOR. **Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba**: registro da última incursão marinha na transição Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. 2006. 103 f. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Belém-Pará, 2006.

TISSOT B.; WELTE, D. H. **Petroleum Formation and Occurrence**. 2 ed. Heidelberg: Springer Verlag, 1984. 699 p.

TROMPETTE, R. **Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa**. Balkema: Rotterdam, 1994. 350p,

TROMPETTE, R. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. Acad. Sci. Paris, **Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences**, v.330, p.305-315. 2000.

TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. **J. South Am. Earth Sci.**,v.11, p.587-597. 1998.

ANEXOS

Anexo A: Figura 29: Perfil Carmelo com seções propostas no trabalho

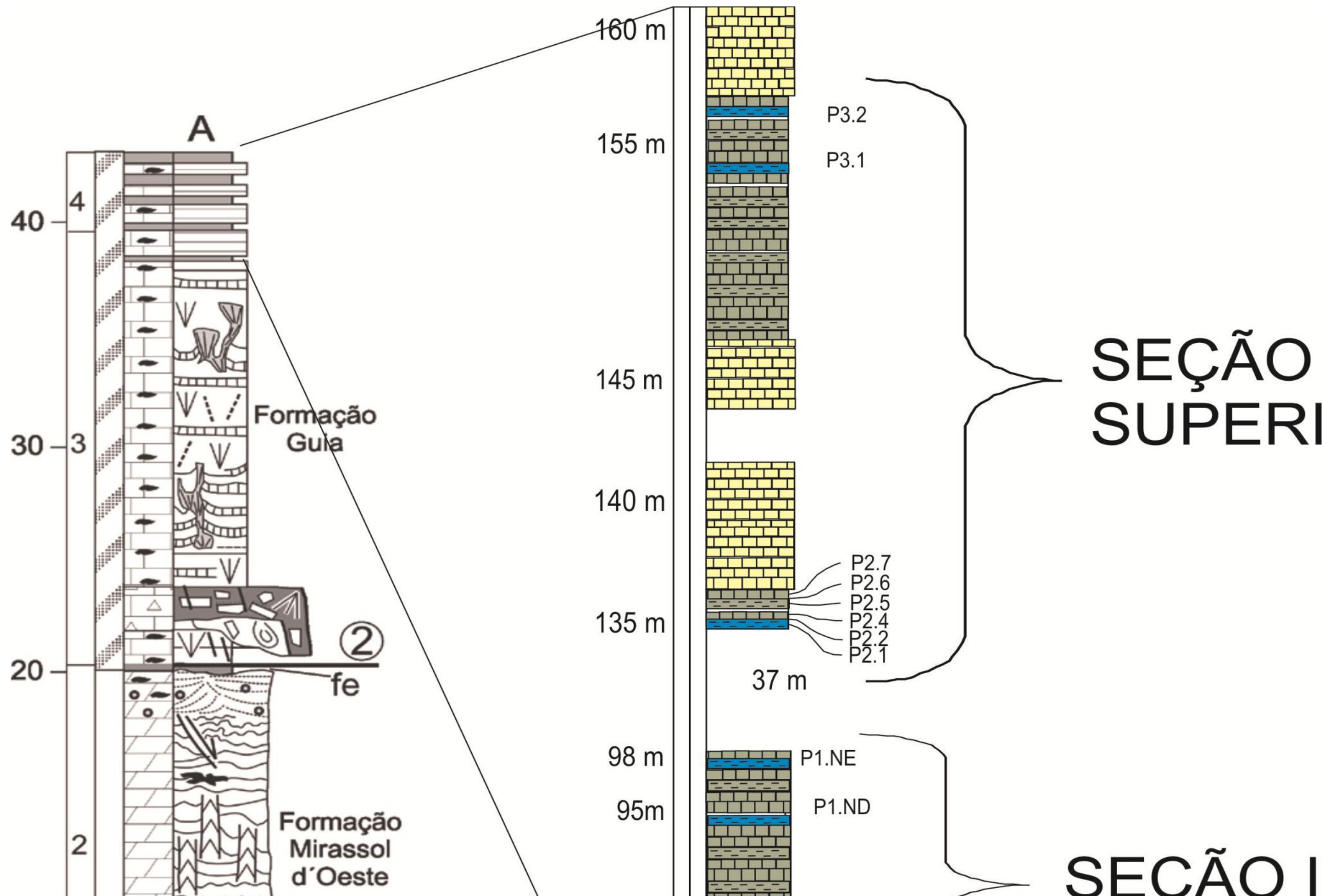


Figura 30: Caracterização da seção inferior do Perfil Carmelo

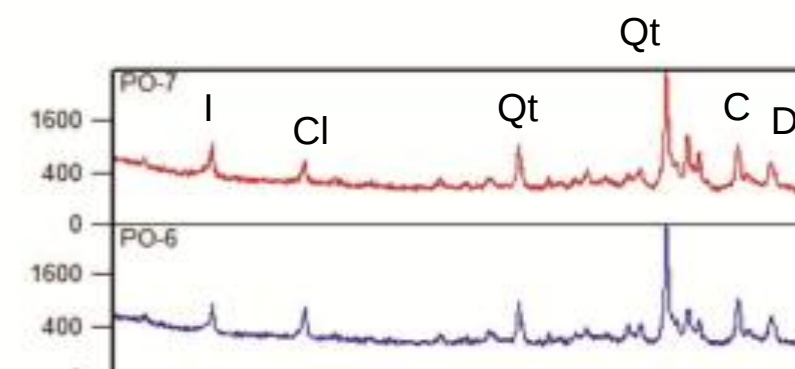
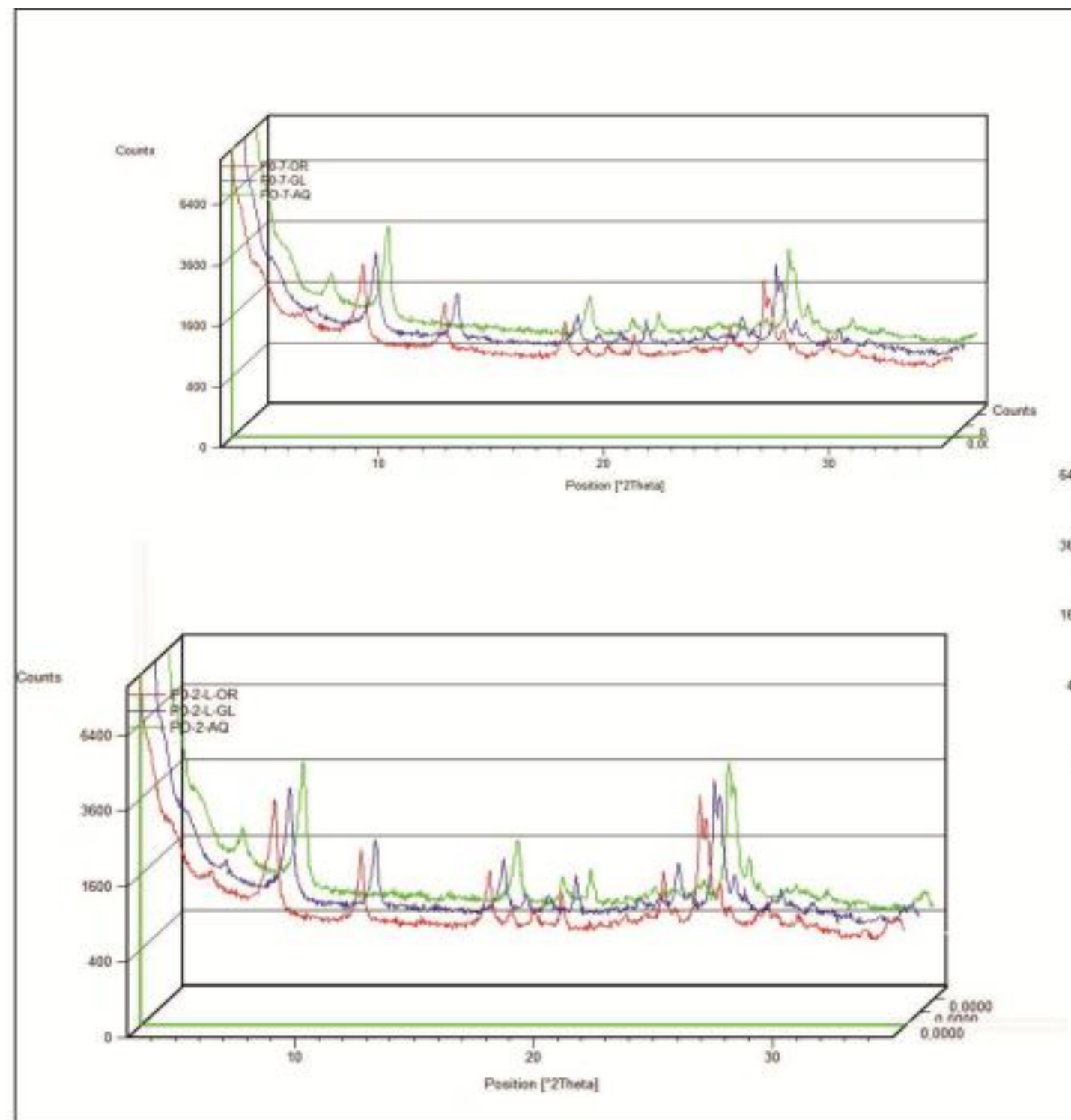
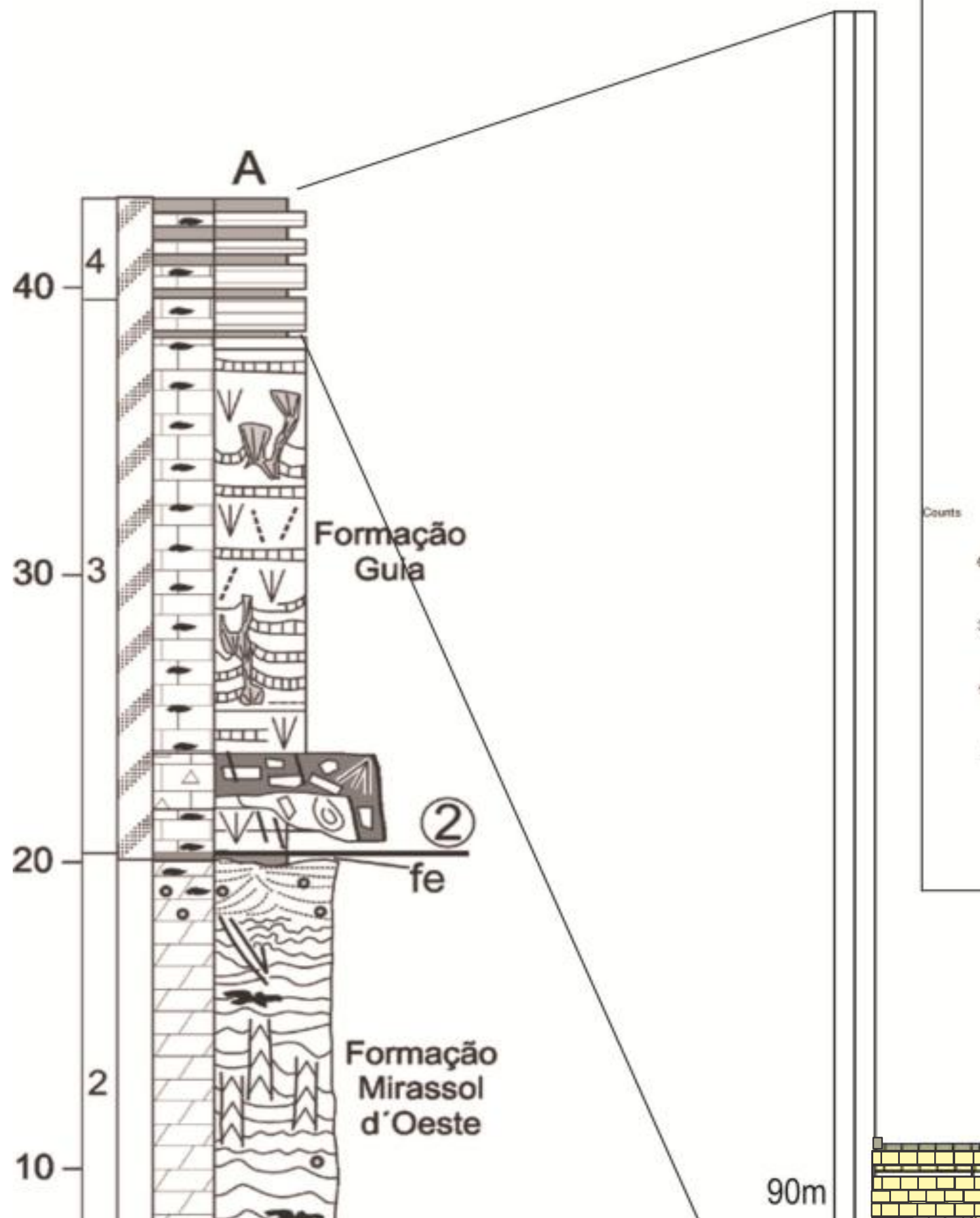


Figura 31: Caracterização da seção intermediária do Perfil Carmelo

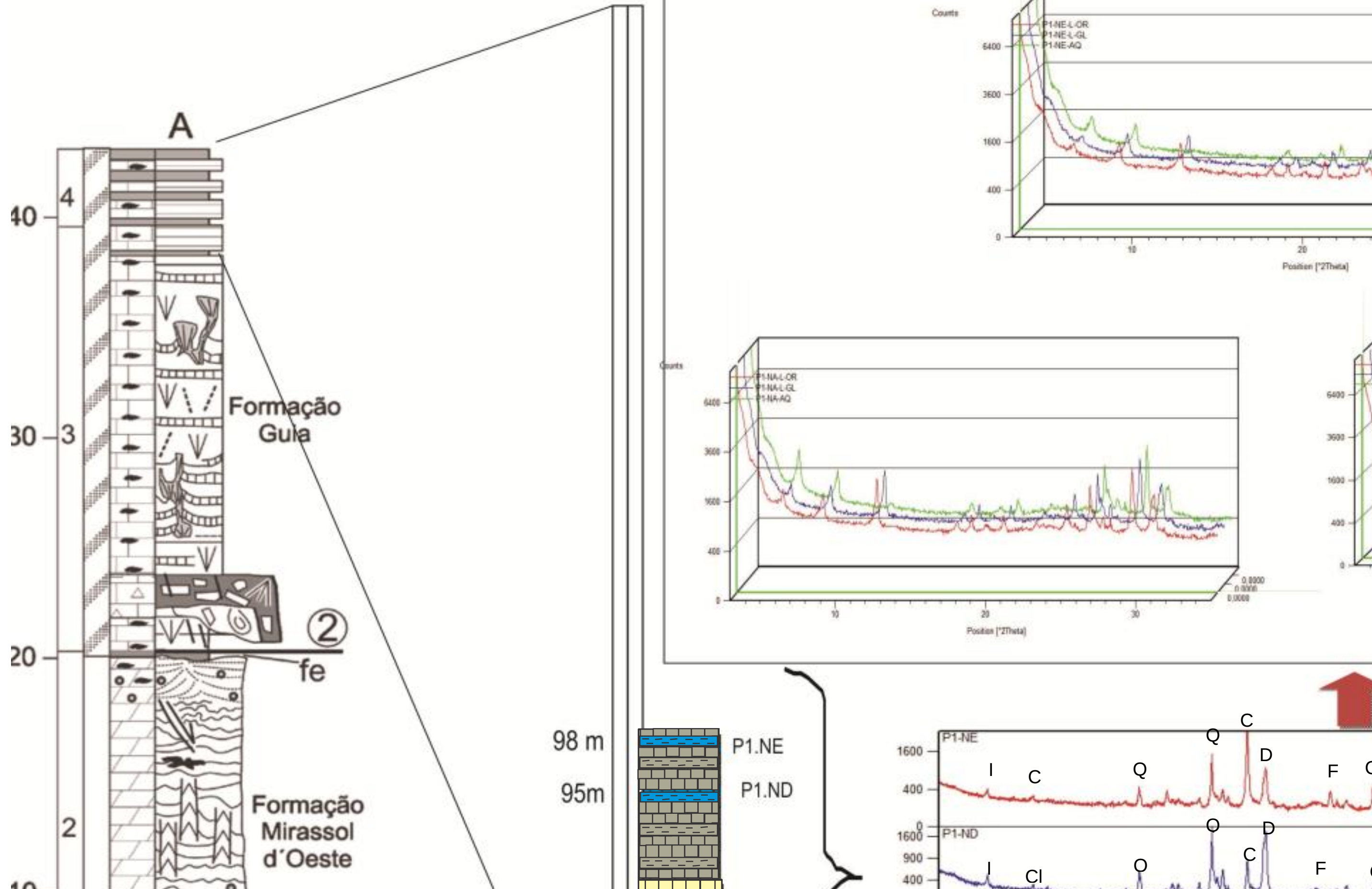


Figura 32: Caracterização da seção superior do Perfil Carmelo

