

## 5 DADOS E MÉTODOS

### 5.1 Dados

O presente trabalho apresenta como material de estudo cinco testemunhos de furos de sondagem cedidos pela mineradora de carvão Rio Deserto. Suas localizações encontram-se ilustradas no mapa da **fig 02**.

Para descrição e amostragem dos testemunhos, foi necessária a realização de um trabalho de campo até o galpão que a mineradora Rio Deserto mantém seus testemunhos. É importante salientar que o intervalo testemunhado compreende aquele que contém as camadas de carvão mais econômicas da área, ou seja, o membro Siderópolis.

Dentre os diversos furos passíveis de estudo e cedidos pela companhia, foram selecionados cinco furos (**Tabela 3**). O critério para seleção foi um estudo pré-campo, o qual permitiu selecionar os poços que melhor representassem a variedade faciológica do intervalo.

Tabela 3 - Nome e localização (Datum WGS84, Projeção UTM zona 22S) dos poços, profundidade dos testemunhos.

	Poços Selecionados				
	MML-50	MML-29	MML-38	MML-39	MML-54
<b>Início do testemunho (m)</b>	211,30	321,10	367,35	224,00	380,50
<b>Fim do testemunho (m)</b>	277,00	409,12	445,70	284,54	430,75
<b>Longitude (m)</b>	660085	664014	661007	665376	659939
<b>Latitude (m)</b>	6805757	6802159	6804963	6806379	6803058

Fonte: A autora, 2018.

Dentre os fatores determinantes para a seleção dos poços, havia um prévio conhecimento de ocorrência de óleo num determinado furo (MML-38), **Fig.13**. Além disto, foi feito um mapa de contorno estrutural da lapa da camada Barro Branco, com a finalidade de identificar feições e possíveis trends na área de estudo. Com o mapa, foi possível notar que o poço com óleo se situa numa região isolada e aparentemente rebaixada estruturalmente (Gráben). Outro fator crucial foi o tempo disponível (cinco dias), que limitou o número dos furos (cinco) descritos e o número de amostras a serem coletadas (56).

As amostras dos testemunhos foram coletadas com base na descrição litológica e variação sedimentológica dos arenitos. Tais amostras (**Tabela 4**) passaram pelo processo de preparação para laminação e análise petrofísica laboratorial no CENPES.

Figura 13 - Foto do intervalo com óleo do poço MML-38, tirada durante o campo.



Nota: As Linhas em vermelho destacam os intervalos com ocorrência de óleo (aproximadamente 16 metros).

Fonte: A autora, 2018.

Na fase pós-campo, as descrições de litologia e faciologia dos cinco testemunhos selecionados da mineradora Rio Deserto foram digitalizadas nos programas Adobe Illustrator CS6, e o software Strataledge versão 1.2.3 da empresa ENDEEPER. Este programa permitiu exportar a litologia digitalizada em arquivo tipo *csv*, possibilitando assim a importação dessa informação para outros programas.

Como foi o caso do programa Trace versão 1.5, da empresa K2, utilizado para fazer a modelagem da história de subsidência e para a exposição dos dados petrofísicos e petrográficos.

Concomitantemente, as amostras selecionadas foram devidamente encaminhadas para as análises laboratoriais. Onde passaram pela fase de limpeza para a realização dos processos de petrofísica de laboratório básica e laminação. Dentre as 56 amostras, 52 obtiveram lâminas petrográficas (Não foi feita lâmina em quatro amostras devido à sua proximidade e similaridade com as demais) e 55 tiveram resultados de petrofísica básica. A única exceção foi a amostra 18 do poço MML-38 (380,7) que, por estar fraturada, não foi possível a realização da plugagem.

Tabela 4 - Lista das amostras coletadas em campo

<b>Código</b>	<b>Poço</b>	<b>Profundidade</b>	<b>Código</b>	<b>Poço</b>	<b>Profundidade</b>
1	MML-50	231.9	29	MML-39	232.7
2	MML-50	233.9	30	MML-39	242.95
3	MML-50	237.27	31	MML-39	243.46
4	MML-50	240.5	32	MML-39	245.5
5	MML-50	251.77	33	MML-39	246.05
6	MML-50	259.57	34	MML-39	247.52
7	MML-50	260.54	35	MML-39	248.28
8	MML-50	261.54	36	MML-39	250.1
9	MML-29	325.35	37	MML-39	250.89
10	MML-29	330.57	38	MML-39	252.17
11	MML-29	332.88	39	MML-39	253.75
12	MML-29	336.68	40	MML-39	255.45
13	MML-29	359.55	41	MML-39	258.4
14	MML-29	356.36	42	MML-39	264.62
15	MML-29	354.7	43	MML-39	266.9
16	MML-29	414.26	44	MML-39	268.9
17	MML-38	379.65	45	MML-39	272.2
18	MML-38	380.7	46	MML-39	273.55
19	MML-38	381.35	47	MML-54	385.67
20	MML-38	388.6	48	MML-54	391.63
21	MML-38	395.79	49	MML-54	393.03
22	MML-38	403.6	50	MML-54	397
23	MML-38	404.6	51	MML-54	404.55
24	MML-38	405.6	52	MML-54	406.4
25	MML-38	406.6	53	MML-54	410.38
26	MML-38	411.6	54	MML-54	412.36
27	MML-38	412.25	55	MML-54	415
28	MML-38	413.17	56	MML-54	416.68

Fonte: A autora, 2018.

## 5.2 Análises Petrofísicas de Laboratório

### 5.2.1 Limpeza

Antes da realização de qualquer ensaio petrofísico básico, as amostras, após serem devidamente plugadas longitudinalmente com diâmetro de 1,5 polegadas, precisam passar por um processo de lavagem. Isto ocorre porque os ensaios são feitos com a amostra saturada em ar, portanto, qualquer fluido (óleo, água de formação e sais inorgânicos) originalmente preenchendo os poros deve ser extraído.

A técnica usada para extração desses fluidos corresponde à imersão em solventes aquecidos no extrator tipo Soxhlet. O laboratório de petrofísica básica do CENPES faz dois tipos de limpeza, a de óleo (a qual utiliza-se o tolueno como solvente extrator) e a de sal (metanol como solvente extrator).

Para checar a conclusão do processo de extração são feitas duas avaliações. Para a limpeza de óleo, costuma-se retirar uma alíquota do tolueno em contato com as amostras e visualizá-la no fluoroscópio, comparando-a com o tolueno puro. Já para a limpeza de sal, acrescenta-se nitrato de prata à alíquota do metanol em contato com as amostras. Caso haja precipitação branca leitosa, significa que ainda é necessário continuar com o processo.

Após finalizada a limpeza, a secagem deverá ser feita sobre uma atmosfera de umidade controlada, recomenda-se 45% de umidade relativa e temperatura de 60C°, para que a amostra não seja comprometida (geração de finos, perda de água estrutural das argilas e etc). O tempo necessário para limpeza e secagem depende das características de cada amostra, de qualquer forma, é um processo que retoma considerável tempo.

### 5.2.2 Pressão de Confinamento

Para a obtenção da porosidade e permeabilidade de cada amostra é necessário determinar a sua pressão de confinamento. A pressão de confinamento é a pressão aplicada na amostra durante as análises petrofísicas, e que procura recriar a condição de pressão ao qual a amostra estava submetida (pressão litostática). Para alcançar esse valor, foi realizado um cálculo conservador, denominado assim por considerar a pressão litostática atuante na amostra como isotrópica. Assim sendo, a tensão efetiva média obtida corresponde à maior

possível, o que, em contrapartida, resulta nos menores valores de permeabilidade e porosidade.

Para o cálculo de pressão de confinamento utilizou-se valores, comumente usados na indústria do petróleo (Gonçalves, 2012), para os seguintes parâmetros mostrados na **tabela 5**.

Tabela 5 - Tabela com os valores considerados para os parâmetros usados no cálculo da pressão de confinamento (Gonçalves, 2012).

Gradiente da coluna de sedimentos ( <b>G<sub>s</sub></b> )	3,28 psi/m
Gradiente de pressão estática ( <b>G<sub>est</sub></b> )	1,5 psi/m
Coefficiente de Biot-Willis ( <b><math>\alpha</math></b> )	1
Coefficiente de Poisson ( <b><math>\nu</math></b> )	0,26

Fonte: Gonçalves, 2012.

Considerando que pelo modelo conservador, a pressão de confinamento, por ser isotrópica, é igual à pressão vertical efetiva. A pressão utilizada na análise pode ser obtida da seguinte forma:

$$P_{\text{CONFINAMENTO}}(Z) = P_{\text{EFETIVA VERTIVAL}} = (G_s - G_{\text{est}}) \times (z - c_b) \quad (1)$$

Onde:

$G_s$  = Gradiente da coluna de sedimentos

$G_{\text{est}}$  = Gradiente de pressão estática

$Z$  = profundidade

$c_b$  = Cota batimétrica

Por fim, os valores calculados foram arredondados para múltiplos de 100, devido a precisão do manômetro, respeitando o limite máximo suportado pelo Hassler (<1000 psi).

### 5.2.3 Porosímetro

No laboratório de petrofísica básica, as amostras deste trabalho foram analisadas no Porosímetro a gás *UltraPore 400* da *Corelab*. Com ele é possível obter a massa específica de grãos (densidade do sólido) e a porosidade efetiva.

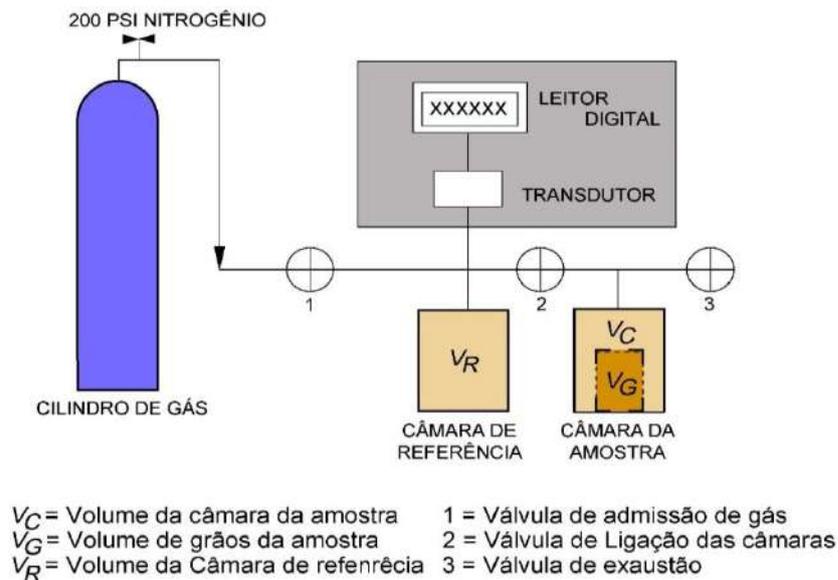
Basicamente este equipamento se baseia na Lei termodinâmica de Boyle – Mariotte. A qual considera que em temperatura constante, o volume de uma dada massa de gás ideal (gás perfeito, hipotético) varia inversamente conforme a pressão aplicada (**equação 2**).

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{P_2}{P_1} \quad \text{Ou} \quad P_1 \cdot V_1 = P_2 \cdot V_2 \quad (2)$$

Na prática, são necessários o acréscimo da variação de temperatura, T, e o fator que expressa o comportamento de um gás não ideal (gás real), Z.

O porosímetro apresenta duas câmaras, a de referência ( $V_R$ ) e a qual é colocada a amostra ( $V_C$ ). Após depositar a amostra na câmara  $V_C$ , o gás Nitrogênio é admitido dentro da câmara  $V_R$  a uma determinada pressão (200 psi). Quando a câmara  $V_R$  estiver devidamente cheia com o gás e tiver alcançado o equilíbrio de pressão ( $P_1$ ), permite-se a expansão do gás para a câmara da amostra ( $V_C$ ). Deste modo, mede-se a pressão resultante ( $P_2$ , inferior a  $P_1$ ) e o volume de grãos é calculado com base na equação anteriormente mencionada. Na **figura 14** é exemplificado o sistema do porosímetro de câmara dupla.

Figura 14 - Sistema do porosímetro de câmara dupla.



Fonte: Modificada de American Petroleum Institute RP 40, 1998.

Assim, para obter a porosidade e massa específica de grãos da amostra são calculados os parâmetros: VVC (Volume de câmara cheia), VCC (Volume de câmara vazia), VS (Volume do Sólido) e VP (Volume de Poros).

O volume de sólido (VS) da amostra é determinado através das medições dos volumes de câmara vazia (VCV) e de câmara cheia (VCC) no porosímetro. O volume de câmara vazia é calculado através do volume do gás nitrogênio injetado na câmara sem a amostra. Em contrapartida, o volume de câmara cheia é medido através do volume de nitrogênio inserido na câmara com a amostra. Assim, o volume de sólido é facilmente obtido através da diferença dos dois volumes calculados (**eq. 3**):

$$VS (cm^3) = VCV (cm^3) - VCC (cm^3) \quad (3)$$

Onde:

VS = Volume do Sólido

VCV = Volume da Câmara Vazia

VCC = Volume da Câmara Cheia.

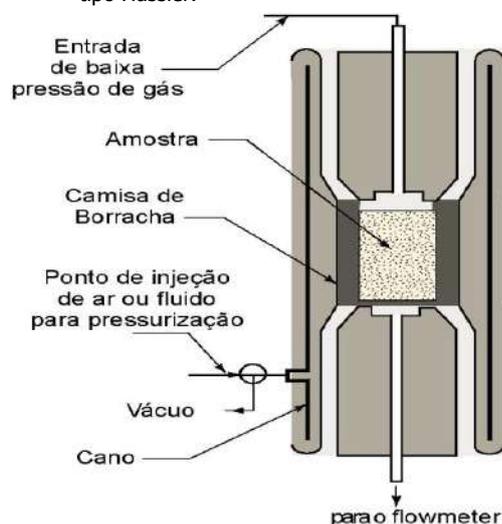
Embora determinado o VS, é importante salientar que o gás não consegue entrar em poros totalmente isolados, logo o volume destes acaba sendo incluído ao VS.

Com o Volume de sólidos e o peso da amostra, este anteriormente medido numa balança, é possível determinar a massa específica de grãos conforme a **equação 4**.

$$\text{Massa Específica de Grãos (g / cm}^3\text{)} = \frac{\text{Massa (g)}}{\text{VS (cm}^3\text{)}} \quad (4)$$

Posteriormente, calcula-se o volume de poros (VP) no mesmo equipamento (porosímetro). Porém, ao invés da câmara (matrix cup) usada para os cálculos anteriores, utilizou-se uma célula de confinamento (core holder) do tipo Hassler (apropriada para pressões baixas, < 1000 psi, e cuja aplicação da pressão é radial). **Fig.15**. Nessa célula o volume de poros (VP) é calculado sob uma pressão confinante que consegue eliminar o volume periférico da amostra, em outras palavras, nessa célula de confinamento os espaços vazios corresponderam apenas à porosidade da amostra. Sendo possível assim, obter diretamente sua porosidade.

Figura 15 - Esquema de uma célula de confinamento (Holder) do tipo Hassler.



Fonte: Modificada de API RP 40. 1998.

O procedimento é bem similar ao do cálculo da massa específica. Primeiramente, o gás é vertido na câmara de referência ( $V_r$ ). A amostra é inserida dentro de uma camisa de borracha cilíndrica e seu topo e base é vedado por placas de mesmo diâmetro. Na parte externa da camisa, uma pressão de confinamento de 400 psi (ou menos) é aplicada. Após, o gás nitrogênio é admitido na câmara de referência ( $V_r$ ) a uma dada pressão ( $P_1$ ), normalmente ao redor de 100 a 200 psi. Em seguida, o gás da câmara de referência é vertido para os espaços porosos da amostra e uma pressão resultante inferior ( $P_2$ ) é medida. O volume de poros ( $VP$ ) é calculado através do mesmo princípio de Boyle.

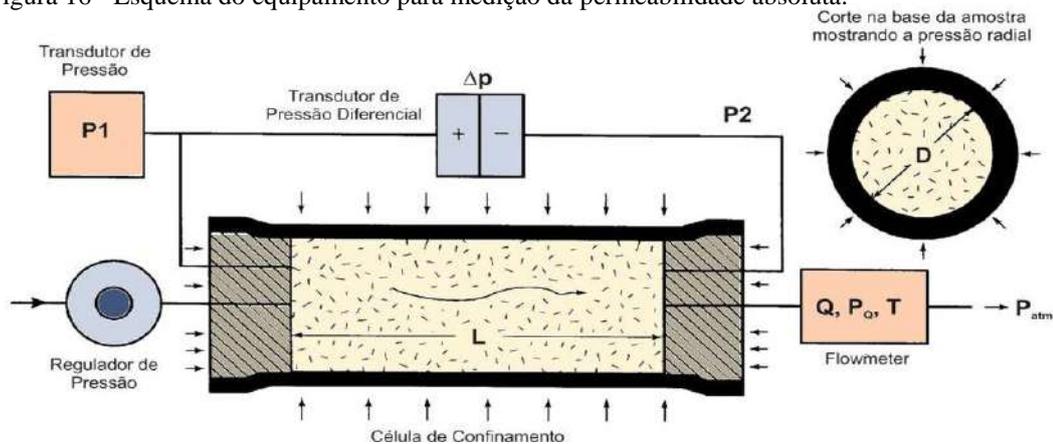
Uma vez determinado o volume de poros, pode-se calcular a porosidade efetiva ( $\phi$  efetiva). Sua definição é obtida de forma direta, considerando que o gás só consegue preencher poros conectados. A equação da porosidade efetiva encontra-se exemplificada na **equação 5**.

$$\phi_{\text{efetiva}} = \frac{VP}{VT} = \frac{VP}{(VS + VP)} \quad (5)$$

#### 5.2.4 Permeâmetro

O equipamento usado no laboratório de petrofísica básica para o cálculo da permeabilidade corresponde ao *UltraPerm 400* da *Corelab*. Ele provoca um fluxo de gás através da amostra confinada, conseguindo assim obter as medições das pressões de entrada ( $P_1$ ), de saída ( $P_2$ ), de medida de vazão ( $P_Q$ ) e vazão ( $Q$ ). Vide **figura 16**.

Figura 16 - Esquema do equipamento para medição da permeabilidade absoluta.



Fonte: Modificada de American Petroleum Institute RP 40, 1998.

Uma vez já conhecidas a viscosidade do gás ( $\mu$ ), à pré-determinada temperatura trabalhada, e as dimensões do plug, pode-se calcular a permeabilidade através da equação de Darcy adaptada para fluxo laminar de gás (**Equação 6**).

$$K_{AP} = \frac{Q_B \cdot \mu_g \cdot L \cdot P_Q \cdot 2 \cdot 10^3}{(P_1^2 - P_2^2) \cdot A} \quad (6)$$

Onde:

$K_{AP}$  = Permeabilidade aparente ao gás, mD.

$Q_B$  = Vazão do gás (cm<sup>3</sup>/s)

$P_1$  = Pressão de entrada (atm)

$P_2$  = Pressão de saída (atm)

$P_Q$  = Pressão da linha do medidor de vazão (1 atm).

$\mu_g$  = Viscosidade do gás (cp).

$L$  = Comprimento da amostra (cm).

$A$  = Área da seção reta da amostra (cm<sup>2</sup>)

A permeabilidade pode ser efetiva ou absoluta (intrínseca). Basicamente, a primeira é determinada quando há mais de um fluido saturando o meio poroso, quando dois fluidos fluem juntos pelo meio, o escoamento dos mesmos acaba sendo prejudicado pela presença do outro. Assim, esta permeabilidade costuma ser menor que a absoluta e varia conforme a saturação dos fluidos no meio poroso. Já a segunda permeabilidade é calculada quando só há um fluido, também é considerada independente do fluido injetado, ou seja, é uma propriedade cuja variação se dá em detrimento das características da rocha somente. A permeabilidade absoluta corresponde a medida usada pelo Permeômetro do laboratório de petrofísica básica do CENPES.

O procedimento inicia-se com a medição com paquímetro das dimensões geométricas da amostra. Posteriormente ela é confinada no *holder* (célula de confinamento) à uma pressão conhecida e previamente calculada. Após o fluxo de gás estabilizar, são adquiridas as pressões  $P_1$  e  $P_2$  através dos transdutores de pressão e a vazão ( $Q$ ) pelo *flowmeter*. A pressão de onde é medida a vazão ( $P_Q$ ) é igual a atmosférica nesse equipamento.

Com a permeabilidade aparente ( $K_{AP}$ ) corrigida pelo efeito *Klinkenberg*, obtém-se a permeabilidade absoluta ( $K_{AB}$ ).

O efeito *Klinkenberg* é um fenômeno que ocorre quando o fluido utilizado para medição da permeabilidade é o gás. Sucintamente, corresponde a um fenômeno de escorregamento nas paredes do meio poroso que só ocorre com o gás. Isto ocasiona o aumento do fluxo (vazão) falsamente, resultando em valores maiores do que os reais para a

permeabilidade. Por isso, faz-se necessária sua correção para obtenção da permeabilidade absoluta. Esta correção é feita da seguinte forma:

$$K_{AP} = K_{ABS} \cdot \left(1 + \frac{b}{P_M}\right) \quad (7)$$

Onde:

$K_{AP}$  = Permeabilidade aparente medida no laboratório (mD).

$K_{ABS}$  = Permeabilidade Absoluta (mD).

$P_M$  = Pressão média ( $P_1 + P_2 / 2$ ) (psi).

$b$  = fator de escorregamento (constante).

Na correção utiliza-se o fator de escorregamento ( $b$ ) que é diretamente influenciado pelo gás utilizado e pela permeabilidade da amostra. Este fator pode ser estimado, baseando-se em dados da literatura, ou medido em laboratório.

### 5.3 Petrografia

Neste trabalho, foram preparadas lâminas delgadas para descrição petrográfica quantitativa de 52 das 56 amostras coletadas dos poços aqui estudados (**vide Tabela 4**). Tais lâminas foram impregnadas com resina epoxy azul, e descritas através da utilização do microscópio óptico de luz transmitida e polarizada da marca Zeiss, com câmera acoplada, do Laboratório de Paleontologia da UERJ.

Em cada lâmina, foram identificados constituintes primários, diagenéticos e porosidade, através da contagem de 300 pontos com o uso do software Petroledge (De Ros *et al.*, 2007).

Embora tenha sido utilizado o diagrama triangular de Folk (1968) para classificação composicional dos arenitos, a contagem modal foi realizada segundo o método Gazzi-Dickison (Dickison, 1970; Dickinson, 1985). Este método considera minerais componentes de fragmentos de rochas maiores que o tamanho silte (0,062 mm) como constituintes mineralógicos. Assim, só são considerados na contagem como fragmento de rocha, aqueles que possuem granulometria fina (**Fig.17**).

Amostras de mesma proveniência, porém com granulometria distinta, apresentam diferentes quantidades de fragmentos de rocha (quanto maior a granulometria, maior a

proporção de fragmento lítico). Consequentemente, tais amostras ficariam plotadas em áreas totalmente distintas do diagrama triangular QFL/QRF (Folk, 1968).

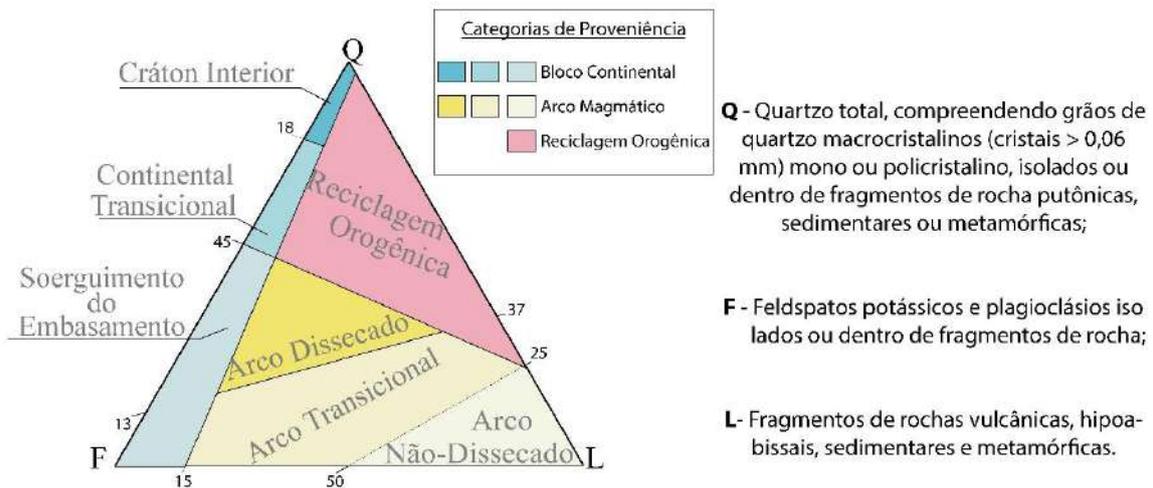
Assim sendo, o método Gazzi-Dickinson minimiza essa influência do tamanho do grão na classificação composicional dos arenitos. Possibilitando a identificação dos principais ambientes tectônicos da mesma (**Fig. 18 e Tabela 6**).

Figura 17 - Representação do sistema de contagem Gazzi-Dickinson.



Fonte: Garibaldi, 2014 modificado de Zuffa, 1985.

Figura 18 - Diagrama de proveniência tectônica.



Fonte: Garibaldi, 2014 modificado de Zuffa, 1985.

Tabela 6 - Tabela relacionando a composição das areias à sua proveniência.

<b>TIPOS DE PROVENIÊNCIA</b>	<b>AMBIENTE TECTÔNICO</b>	<b>COMPOSIÇÃO DAS AREIAS GERADAS</b>
Cráton estável	Intracontinental ou plataforma passiva	Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Rifte ou ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt e Qp, similares à área fonte
Arco magmático	Arco de ilhas ou arco continental	Areias feldspato-líticas (F-L) vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Reciclagem orogênica	Cinturão orogênico ou complexo de subducção	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

Fonte: Zuffa, 1985 *apud* Garibaldi, 2014.

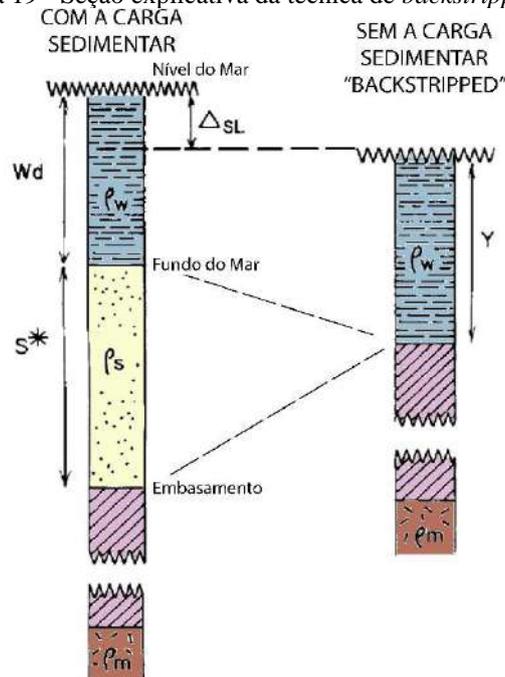
#### 5.4 História de Soterramento

A história de soterramento é obtida a partir de um método quantitativo e direto de reconstrução geohistórica de informações de poços. O resultado corresponde a um padrão de soterramento progressivo onde consideram-se diversos fatores, dentre eles, a paleobatimetria, litologia, espessura, idade e profundidade das unidades estratigráficas.

A partir deste modelo, é possível obter taxas de acumulação sedimentar, reconstituir o registro geológico ao longo do tempo e a história tectônica de subsidência e soerguimento do pacote sedimentar.

A técnica utilizada corresponde ao *backstripping* consagrada por Steckles & Watts (1978). Basicamente, ela envolve a remoção da carga sedimentar e da água, sendo também considerado as variações relativas do nível do mar. Assim, o resultado condiz com a profundidade do embasamento antes da deposição da carga sobrejacente (**Fig. 19**).

Figura 19 - Seção explicativa da técnica de *backstripping*.



Legenda:  $S$  - espessura da camada na época da deposição;  
 $W_d$  - espessura da lâmina d'água;  $SL$  - variação do nível do mar;  $Y$  - Profundidade do embasamento.

Fonte: Tirado de Steckles & Watts, 1978.

O modelo unidimensional foi realizado graças à utilização do software Trace versão 1.1.5. desenvolvido pela empresa K2. Nele, foram utilizados diversos dados de entrada como: Estratigrafia (tabela a qual foi possível carregar dados de topo, base e idade de camadas, eventos de erosão e hiatos deposicionais); Composição litológica (onde o programa já fornece uma base de dados com litologias padrão e suas respectivas propriedades petrofísicas); Paleobatimetria (onde foram inseridos a paleobatimetria atual e a estimada da época da deposição da unidade de estudo); Temperatura na superfície (onde foi inserido a temperatura atual e a estimada da época de sedimentação); Fluxo de calor; e Calibração térmica (que constitui em dados de reflectância da vitrinita, como forma de comparação com o modelo térmico gerado através do fluxo térmico).

## 6 DIAGÊNESE

A diagênese corresponde aos campos de condições físicas e químicas que controlam os processos geológicos atuantes em todas as rochas e sedimentos desde a superfície da crosta terrestre até os primeiros milhares de metros, englobando o intemperismo. Ela ocorre em condições de baixa pressão e temperatura na presença de soluções aquosas e gases (Worden & Burley, 2003).

Seus estágios, inicialmente estabelecidos para rochas carbonáticas (Choquette & Pray, 1970; Schimidt & McDonald 1979), foram propostos para rochas siliciclásticas por Morad *et al.* (2000), entre outros. Tais estágios são denominados de eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

Na eodiagênese há um forte controle relacionado ao ambiente deposicional (geometria, estrutura e textura da rocha) e aos processos e fluidos superficiais atuantes (como água meteórica, água do mar etc.). Ocorrendo a até aproximadamente 2 km de profundidade e 70°C (Morad *et al.* 2000).

O segundo estágio, mesodiagênese, ocorre após o soterramento efetivo. Ou seja, após o isolamento da camada aos fluidos superficiais. Assim, o fluido diagenético atuante corresponde ao produto de modificações sofridas ao longo das reações diagenéticas que ocorreram. A mesodiagênese é subdividida em rasa (entre 2 a 3 km e temperatura variando entre 70°C e 100°C) e em profunda (acima de 3 km até o limite com o metamorfismos e temperatura entre 100°C e 200°C), Morad *et al.*, (2000).

Por fim, pode ocorrer o último estágio da diagênese (telodiagênese) caso a rocha, após passar pela mesodiagênese, seja novamente afetada por fluidos superficiais através de falhamentos e soerguimentos (erosões/ discordâncias). Desta forma, os produtos da mesodiagênese são expostos à condições e reações superficiais.

## 6.1 Diagênese em Arenitos Associados a Carvão

O estudo da diagênese em arenitos é bastante utilizado para entender e determinar seu potencial para reservatório. Dado que, os processos diagenéticos influenciam diretamente nas características permoporosas do reservatório, reduzindo ou aumentando estas propriedades.

Tais processos são controlados por fatores composicionais (composição detrítica, dos fluidos, e dos constituintes diagenéticos anteriores) e não-composicionais (Fluxo de fluidos, temperatura, tempo e pressão), os quais Morad *et al.* (2012) os definem e os sumarizam bem (Fig.20).

Figura 20 - Fluxograma mostrando as relações entre os parâmetros controladores da diagênese para rochas siliciclásticas.



Fonte: Modificado de Morad *et al.*, 2012 por Garibaldi, 2014.

A presença de camadas de carvão associada com arenitos, constitui um controle na composição do fluido intersticial inicial, favorecendo determinados processos diagenéticos.

Em arenitos associados com camadas de carvão, a composição do fluido intersticial durante a diagênese é controlada pela incursão de água meteórica, diagênese de argilominerais e maturação da matéria orgânica (Bjørlykke, 1989)

Staub & Cohen (1978) constataram o enriquecimento de caulinita em arenitos abaixo de camadas de carvão. Tal ocorrência é justificada pela passagem de água superficial pelos

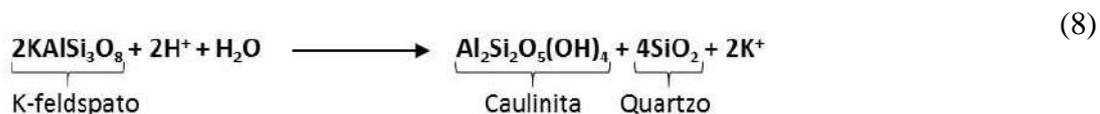
depósitos de turfa, os quais por apresentarem alto teor de CO<sub>2</sub> e ácidos orgânicos liberados pela maturação da matéria orgânica, tornavam o fluido mais ácido.

Matsumoto & Iijima (1981), analisando jazidas de carvão no Japão do Pleistoceno, Paleógeno e Triássico superior, conseguiram estabelecer a origem e evolução diagenética dos carbonatos em sedimentos associados com camadas de carvão. A cimentação por carbonato é considerada como influenciada pela proximidade da camada de carvão (atividade bacteriana com produção de dióxido de carbono). Porém, o tipo de carbonato a ser gerado é relacionado as condições físico-químicas do sedimento.

Assim, em sedimentos continentais a ocorrência de carbonatos em ordem decrescente seria: siderita > calcita > anquerita > dolomita >> Fe-magnesita. Para sedimentos marinhos e transicionais: calcita > dolomita > anquerita > siderita >> Fe-magnesita. Já em sedimentos marinhos sobrejacentes aos carvões: calcita > dolomita >> siderita.

Em 1998, Van Keer *et al.* ao estudarem sequências de arenitos fluviais em contato com camadas de carvão e folhelhos, propôs uma evolução da assembleia de argilominerais autigênicos e caracterizaram seus principais processos. Tal evolução estaria relacionada às mudanças de pH do fluido do poro.

Assim, na eodiagênese pode ocorrer a presença de siderita e pirita, contornando os grãos ou preenchendo a porosidade primária da rocha. Porém, esta etapa é caracterizada principalmente pela caulinitização e limitada precipitação de quartzo associados com a alteração do K-feldspato (representada pela primeira equação abaixo, 8, de Worden & Morad, 2000). A substituição incongruente de muscovita também propicia a formação de caulinitas (segunda equação 9 de Van Keer *et al.* 1998).



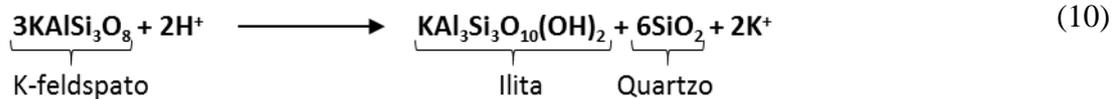
Conforme exemplificado pelas reações acima, ambos os processos ocorrem em condições ácidas (liberação de ácidos orgânicos da matéria orgânica), sendo necessária a remoção de SiO<sub>2</sub> e/ou K para que a razão K<sup>+</sup>/H<sup>+</sup> e concentração de sílica permaneçam dentro do campo de estabilidade da caulinita (Van Keer *et al.* 1998).

Embora o quartzo seja somente considerado como cimento principal na mesodiagênese (temperaturas acima de 80 °C), em determinados processos cinéticos, ele pode ocorrer em menor proporção a temperaturas mais baixas. Como é o caso demonstrado na equação anterior (eq.8).

Basicamente, o feldspato detrítico se torna uma fonte para cimentação do quartzo, por ele possuir a razão Si/Al bem maior (~3) do que os argilominerais que o substituem (caulinita e illita ~1), Worden & Morad (2000).

Na mesodiagênese, os processos atuantes são fortemente controlados pelos constituintes eodiagenético e detríticos, composição do fluido, temperatura e pressão. O tempo de residência em determinada condição de soterramento é considerado o fator que ditará a extensão e padrão dessas modificações diagenéticas (Morad *et al.*, 2000).

Assim sendo, o k-feldspato remanescente e a caulinita tendem a ser ilitizados (favorecido por fluidos com menor velocidade de percolação, relativamente em maiores temperaturas e com moderada razão  $K^+/H^+$ ) e, subordinadamente, há precipitação de quartzo conforme indicado nas equações 10 e 11 abaixo (Van Keer *et al.* 1998; Worden & Morad, 2000). Segundo Worden & Morad (2000), a caulinita comumente se torna instável em temperaturas superiores a 90-100°C, porém em alguns reservatórios com óleo, esta reação pode ocorrer por volta de 60°C dependendo da saturação de água e molhabilidade.



A ilitização é favorecida com o avanço da diagênese, devido ao aumento da alcalinidade do fluido intersticial ocasionado pelo esgotamento de  $H^+$ . A concentração do íon  $H^+$  diminui, por este ser consumido na caulinitização do feldspato e da muscovita, e pelo final da maturação térmica da matéria orgânica que diminui a liberação de ácidos. Ainda, na fase final da diagênese, pode ocorrer a precipitação de halita como resíduo da evaporação do fluido na rocha (Van Keer *et al.*, 1998).

Em muitos casos, a formação de quartzo com caulinita ou illita pode ser acompanhada pela precipitação de carbonatos. Isto ocorre devido ao consumo do íon  $H^+$  nessas reações anteriores, as quais ocasionam a queda do pH do fluido e se, o mesmo estiver carregado de cálcio e bicarbonato, poderá haver precipitação de calcita, eq. 12 (Worden & Morad, 2000).

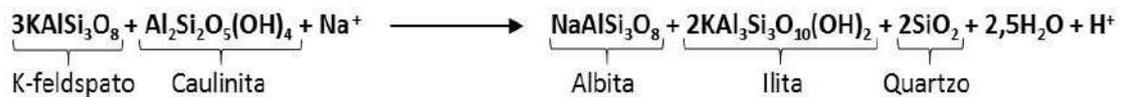


Subsequentemente, a precipitação de calcita produz  $\text{H}^+$  que pode, em contrapartida, gerar mais dissolução de feldspato.

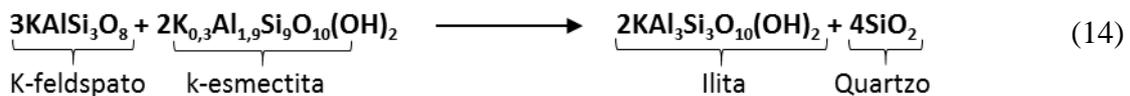
Em arenitos com pouco feldspato detrítico, a caulinita pode ser substituída pelo seu polimorfo dickita. Esta, por ser mais estável termodinamicamente, é mais resistente à ilitização.

Outro processo que pode acontecer na mesodiagênese é a albitização (vide equação 13 abaixo), onde ocorre a geração de quartzo sem que haja a dissolução do feldspato. Geralmente, a albitização ocorre em temperaturas superiores a 100-130°C. Embora em reservatórios com óleo, ela possa acontecer a temperatura aproximada de 65°C (Worden & Morad, 2000).

(13)



Caso o arenito apresente esmectita como constituinte eodiagenético (ex. argila infiltrada), ela poderá na mesodiagênese ser ilitizada ou cloritizada. Por possuir alta razão Si/Al, este mineral torna-se, portanto, mais uma fonte de formação de quartzo. No geral, esmectitas de Mg-Fe tendem a ser cloritizadas, enquanto que esmectitas de K-Ca-Na, ilitizadas. Abaixo segue a reação (eq.14) de ilitização das esmectitas (Worden & Morad, 2000).



## 7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 7.1 História de Soterramento Estimada

Trabalhos desde a década de 80 procuraram estabelecer a história de soterramento da bacia através da realização de modelos. Em 1987, Oliveira fez a curva de *backstripped* até o fim do Cretáceo, de um poço em São Paulo que apresentava registro da coluna estratigráfica completa da Bacia do Paraná. Após, Milani *et al.* (1990b) fez o modelo de um poço localizado no centro da bacia no estado do Paraná e, diferentemente do autor anterior, este artigo distingue as unidades estratigráficas da bacia. Sendo então possível determinar que, a Formação Rio Bonito alcançou profundidades de até quase 3000 metros e encontra-se em subsidência até o recente.

Posteriormente, Milani (1997), Milani & Ramos e Milani *et al.* (1998) calcularam a subsidência da Bacia do Paraná até o fim do Cretáceo. Neste último trabalho citado, foi calculada a subsidência em três domínios considerados representativos, em um deles, correspondente ao poço situado ao sul de Torres (RS), a Supersequência Gondwana I ultrapassa profundidades de 2 km.

O modelo mais recente e aparentemente único com ênfase para o soterramento da Formação Rio Bonito, corresponde ao de Bocardi *et al.* (2009). Os autores calcularam o modelo em dois poços posicionados na região central da bacia nos estados de São Paulo e Paraná. A partir deles, obtém-se que a Formação alcança profundidades de 1100 e 1800 metros já no Eocretáceo e, atualmente, encontra-se em profundidades de 2250 e 3200.

No presente trabalho, a área de estudo e, conseqüentemente, o poço utilizado para o modelo, localiza-se na borda leste da bacia e possui o Membro Siderópolis como primeiro registro sedimentar. Assim, a história de soterramento calculada foi utilizada para um melhor entendimento e análise da história tectônica a partir da unidade estratigráfica estudada, como também para estimar o posicionamento das suas fases diagenéticas.

Na prática, para a realização do modelo algumas dificuldades/limitações inerentes aos dados de entrada foram superadas através da assunção de certos parâmetros, os quais foram determinados com base em diversos estudos na região. Assim, a história de soterramento foi elaborada com a integração de dados geológicos deste trabalho e complementado com outros trabalhos feitos próximos ao da área de estudo.

Uma das principais limitações, corresponde a determinação da erosão. Sua estimativa neste modelo foi baseada por correlações de três poços CPRM do projeto Borda Leste próximos à área de estudo para a sequência Gondwana I. A erosão na sequência Gondwana III foi estimada com base nos trabalhos de Milani *et al.* (2007b), Milani (1997) e Zalan *et al.* (1990).

As idades das unidades estratigráficas, bem como os hiatos que foram utilizados para a modelagem, baseiam-se em trabalhos recentes de datação, ou naqueles ainda consagrados e constatados recentemente, conforme tabela abaixo (**Tabela 7**). Portanto, o trabalho de Milani (2007b) foi utilizado para a Formação Botucatu e discordância pós Gondwana III, o de Turner *et al.* (1994) para a Formação Serra Geral, já para a Sequência Gondwana I foi utilizado o trabalho de Rocha-Campos *et al.* (2011). Com a exceção da base do Membro Siderópolis.

Tabela 7 - Idades consideradas para o modelo.

Sequência	Unidade Estratigráfica/ Discordância	Início Da Deposição/ Hiato (Ma)	Fonte
	Discordância	125	Milani <i>et al.</i> , 2007
Gondwana III	Fm. Serra Geral	137	Turner <i>et al.</i> , 1994
	Fm. Botucatu	151	Milani <i>et al.</i> , 2007
	Discordância	257,22	Rocha-Campos <i>et al.</i> , 2011
Gondwana I	Fm. Rio do Rastro	265,83	Rocha-Campos <i>et al.</i> , 2011
	Fm. Terezina	270	
	Fm. Serra Alta	271,94	
	Fm. Irati	279,17	
	Fm. Palermo	284,17	
	Mb. Siderópolis	289,77	Guerra-Sommer <i>et al.</i> , 2008

Fonte: A autora, 2018.

Segundo Holz *et al.* (2000) e Kalkreuth *et al.* (2010), o Membro Siderópolis em Santa Catarina é correlacionado ao sul com o início da deposição da Formação Palermo e, portanto, considerado mais novo que os carvões do Rio Grande do Sul.

Assim, considerou-se a idade radiométrica ( $290 \pm 1,5$  Ma) obtida através de zircões em tonsteins da porção superior da camada de carvão candiota (*UppCand2*) por Guerra-Sommer *et al.* (2008). Desta forma, o Membro Siderópolis apresenta idade Artinskiana. Esta idade também é associada por correlação estratigráfica do Membro por Holz *et al.* (2000) e Kalkreuth *et al.* (2010), considerando também critérios paleontológicos e bioestratigráficos

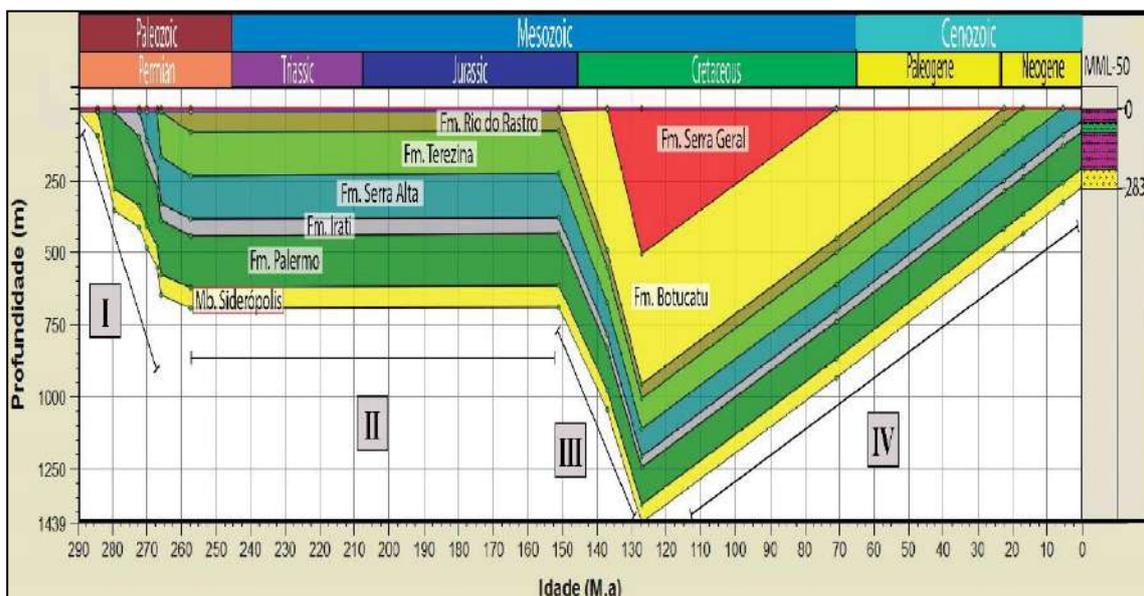
por Holz *et al.* (2010). Já os artigos de Rocha-Campos & Röster (1978) e Bernardes-de-Oliveira *et al.* (2016) relacionam através da análise da megafauna e macroflora respectivamente.

Em relação ao fluxo térmico, foi utilizado um valor constante ao longo do tempo e equivalente ao atual calculado na área de estudo, 72,2 Mw/m<sup>2</sup> (segundo Gomes, 2009). Excetuando o período equivalente ao evento magmático (137 a 127 Ma), que deu origem à Formação Serra Geral, onde foi considerado um aumento no fluxo térmico de 100 W/m<sup>2</sup> (Cordova-Gonzalez *et al.*, 2016; Poelchau *et al.*, 1997). Tendo em vista que o magmatismo pode ocasionar excesso de fluxo térmico na base da bacia sedimentar, os sedimentos da mesma também tenderão a apresentar mudanças em sua história térmica ao longo dessa transiente condução de fluxo térmico (Nunn, 1994; Neugebauer, 1994).

Para os demais parâmetros, para a reflectância da vitrinita utilizou-se o valor de 0,9 para a camada Barro Branco (Corrêa da Silva, 1989). A temperatura em superfície considerou-se 15°C, resultante da média de temperatura esperada para o clima temperado, o qual corresponde ao da época de deposição do Membro Siderópolis (Ziegler *et al.*, 2003).

Tendo em vista todas as considerações e limitações já mencionadas, o modelo resultante obtido é demonstrado na **figura 21**.

Figura 21 - História de soterramento das principais unidades estratigráficas com base nos dados obtidos no poço MML-50.



Nota: O Membro Siderópolis corresponde à primeira unidade a depositar. Destacado em números romanos estão as quatro fases identificadas no modelo.

Fonte: A autora, 2018.

Por ser o primeiro registro do poço analisado (MML-50), a história de soterramento começa com a deposição do Membro Siderópolis, foco deste trabalho.

No modelo é perceptível as duas fases de subsidência correspondentes a Sequência Gondwana I (Fase I da **figura 21**) e Gondwana III (Fase III da **figura 21**).

No evento de deposição do Gondwana I, obtém-se no geral, uma taxa de subsidência média correspondente a 12 m/Ma. Esta época de subsidência na bacia ocorre associada a Orogenia Eopermiana San-Rafaélica, atuante logo após a uma fase de degelo (Milani, 1992).

Ainda, na sequência é perceptível uma quebra, uma diminuição do trend, equivalente a época de deposição da Formação Irati. Correspondendo ao momento de menor taxa de subsidência da sequência (aproximadamente 5,2 m/Ma). Em contrapartida, a maior taxa de subsidência registrada nesta sequência no poço correspondeu à deposição da Formação Palermo (aproximadamente 25,8 m/Ma).

A sequência Gondwana II é caracterizada pela deposição de espessas camadas da Formação Botucatu e pela sobrecarga do extravasamento da Formação Serra Geral, resultando em elevadas taxas de subsidência (39,5 m/ Ma). Sua subsidência é relacionada ao evento de quebra Juro-Cretácea do Gondwana e abertura do Atlântico Sul. Nesta época, o Membro Siderópolis alcançou sua maior profundidade, 1439m.

Também, no modelo notam-se dois hiatos. O primeiro (Fase II da **figura 21**), com duração de mais de 100 Milhões de anos, corresponde a uma fase de calmaria atrelada a um momento de quiescência tectônica da bacia. O segundo (Fase IV da **figura 21**) corresponde ao momento de maior soerguimento da história do poço (taxa ~10 m/Ma), erodindo aproximadamente 1150 metros de pacote sedimentar.

O trabalho de Gallagher (1995), com amostras coletadas na borda leste da Bacia do Paraná e no estado de Santa Catarina, próximo à área de estudo deste trabalho, estimou taxa de denudação entre 14 m/Ma e 74 m/Ma para região da planície costeira. Ainda, ele estima um soerguimento próximo de 3 km na planície, e de 1 km para o interior da bacia. Este diferencial erosivo corrobora com o modelo de recuo da escarpa de Gilchrist & Summerfiel (1990).

O modelo de recuo da escarpa acontece, em riftes que evoluíram para margens passivas. Nesta situação, ocorrem distintas taxas de denudação entre as regiões da planície costeira, frente da escarpa e pós-escarpa. De forma que, a escarpa tende a se deslocar para o interior do continente.

Em 1993, Zanotto com base em dados de reflectância da vitrinita, estimou uma erosão pós-Cretácea na Bacia do Paraná de aproximadamente 2500 metros.

Assim, o modelo gerado, apesar de suas limitações apresenta valores condizentes em relação aos trabalhos anteriormente mencionados.

## 7.2 Faciologia do Membro Siderópolis

Introduzido por Steno em 1669, o termo fácies pode ser basicamente definido como conjunto de características capaz de individualizar uma unidade de rocha sedimentar (Reading, 1986). Estes atributos podem ser litológicos, estruturas sedimentares, granulometria, coloração, geometria deposicional, espessura, fósseis, dentre outros.

As fácies do Membro Siderópolis foram classificadas através de um código de fácies. O código de fácies utilizado neste trabalho constitui numa adaptação do código de fácies de Miall (1978) para melhor descrever as fácies encontradas na área de estudo.

Nela, as classes são determinadas pela letra maiúscula (A: arenito, F: finos, H: heterolitos, C: carvão e etc.), e a principal estrutura sedimentar é representada pela letra minúscula adjacente. A única exceção a este padrão corresponde a fácies M, que representa o arenito denominado de “Mosqueado”, o qual possui ocorrência de óleo na localidade. Adotou-se o termo “Mosqueado” por ser utilizado informalmente pelos técnicos da mina e, portanto, é aplicado neste trabalho sem conotação geológica. Assim, totalizaram-se 13 fácies conforme mostrado na **tabela 8**, além de algumas das principais faciologias e suas principais estruturas evidenciadas na **figura 22**.

A cada faciologia foi atribuído o processo de sua formação, o que permitiu posteriormente agrupá-las em associações de fácies que possibilitaram caracterizar o ambiente deposicional.

Tabela 8 - Código de Fácies utilizado neste trabalho.

<b>Fácies</b>	<b>Descrição</b>	<b>Processos</b>
<b>Ag</b>	Arenito grosso a conglomerático, contendo grânulos. Podendo apresentar estratificação cruzada, além de gradações centimétricas granodecrescentes.	Formas de leito transversais (Tração)
<b>M</b>	Arenito grosso à médio, podendo ser na base conglomerático. Cinza-claro, com nódulos esbranquiçados e, eventualmente, contendo estratificação cruzada truncada. Topo por vezes marcado por argilito e siltito pretos com estruturas de carga.	Fluxo oscilatório trativo
<b>Ah</b>	Arenito médio, secundariamente podendo variar de fino à muito grosso. Com estratificação ondulante truncada e cruzada. Por vezes, apresenta estruturas de fluidização e, eventualmente, filmes e lentes pelíticas intercaladas.	Fluxo oscilatório trativo alternado com decantação de sedimentos finos
<b>Ap</b>	Arenito fino a grosso, com laminação plano-paralela à cruzada de baixo ângulo, por vezes evidenciada por intercalações pelíticas.	Fluxo planar (regime de fluxo superior)
<b>Am</b>	Arenito médio a grosso, maciço a levemente laminado	Depósitos de gravidade
<b>Aim</b>	Arenito fino siltico à médio, com lentes e filmes de pelitos. Aparentemente maciço. Podendo estar bioturbado e, no topo, com estrutura de carga.	Depósitos de gravidade alternado com decantação de sedimentos finos
<b>H</b>	Intercalações de arenito, siltitos e argilitos. Apresentando estruturas do tipo flaser, wavy e linsen. Por vezes, pode exibir estrutura de fluidização e, eventualmente, pode ocorrer bioturbação no topo.	Alternância de decantação de sedimentos finos com fluxo trativo de formas de leito
<b>Sh</b>	Siltito, por vezes argiloso, com estratificação ondulante truncada.	Fluxo oscilatório trativo
<b>Fl</b>	Argilito e siltito com laminação fina a ripples de pequeno porte.	Depósitos de transbordo, canais abandonados e <i>offshore</i>
<b>Flc</b>	Folhelho/ Argilito carbonoso	Depósitos lacustres ou canais abandonados
<b>Fsm</b>	Siltito e argilito maciço.	Depósitos de canal abandonado, lacustre e <i>offshore</i>
<b>Fr</b>	Argilito, siltito e folhelho; maciços, com raízes ou bioturbações. Secundariamente, pode apresentar estrutura de carga.	Solos
<b>C</b>	Carvão.	Depósitos lacustres ou canais abandonados

Fonte: A autora, 2018.

Figura 22 - Fotos mostrando algumas das principais faciologias e estruturas observadas no intervalo estudado.



Legenda: A – Fácies folhelho carbonoso (Flc); B – Arenito com estratificação cruzada ondulante truncada (Fácies Ah); C – Arenito com estratificação plano paralela (Fácies Ap); D e E – Feições de bioturbação (Fácies Fr e Ar respectivamente); F – Estrutura de fluidização, geralmente associada a Fácies Ah; G – Arenito conglomerático da Fácies Ag; M – Arenito “mosqueado” impregnado com óleo (Fácies M); I – Estratificação cruzada ondulante truncada evidenciada pelas intercalações de argilito e siltito (Sh).

Fonte: A autora, 2018.

### 7.3 Análises Estratigráficas

No mapa estrutural da lapa da camada Barro Branco (**Fig 23**), destaca-se o poço com ocorrência de óleo (MML-38), situado numa região aparentemente isolada e mais rebaixada da área de estudo. Através da proximidade entre as curvas de contorno estrutural no entorno deste bloco rebaixado, percebe-se uma abrupta mudança de profundidade da lapa da camada Barro branco. Tais fatos, juntamente com a existência de poços com falhas ao seu redor, indicam que tal rebaixamento foi estrutural.

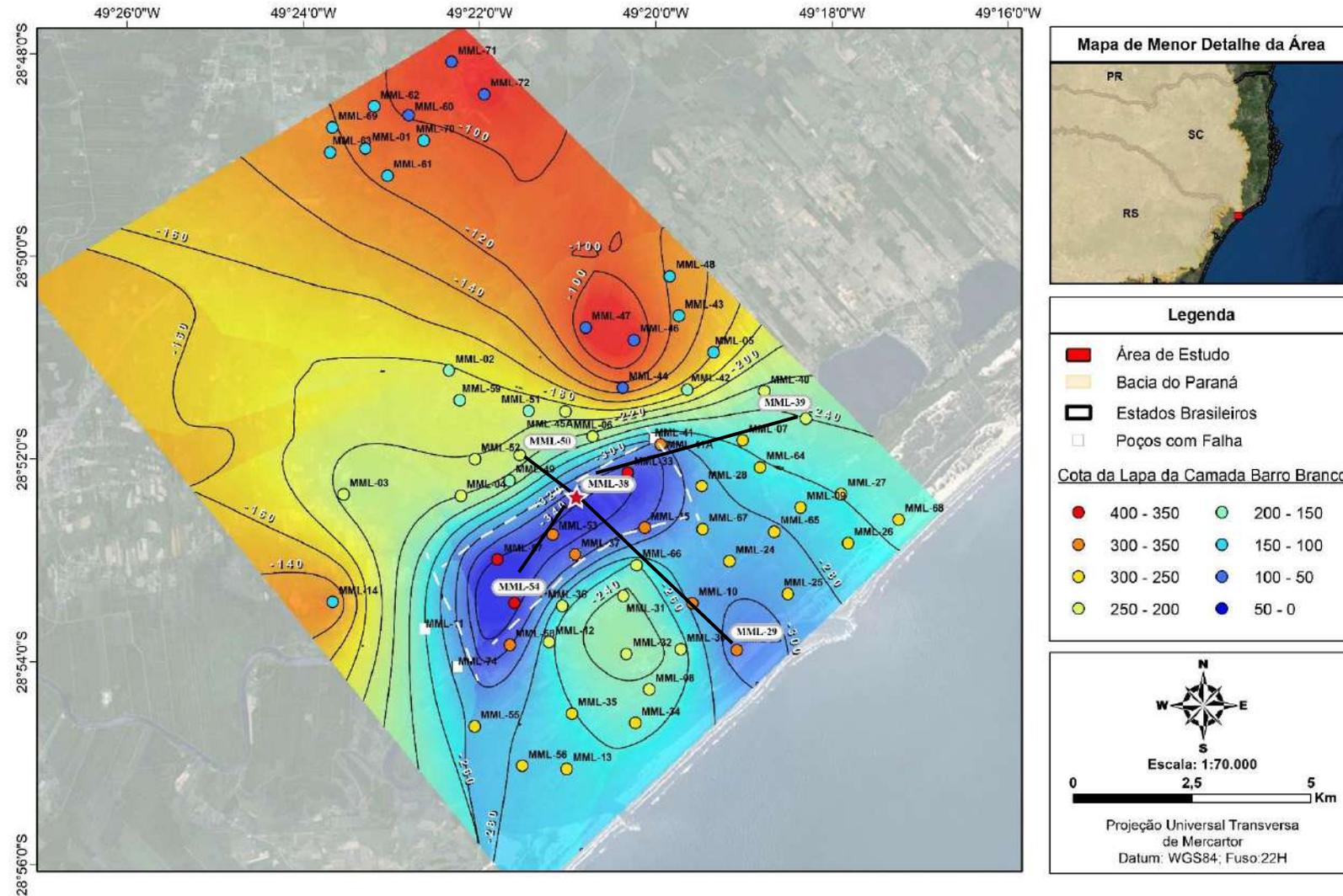
Pela geometria do provável gráben, destacam-se dois sistemas principais de falhamentos na região: Um com trend preferencial NW-SE, e outro, com trend NE-SW (As zonas de falha são estimadas pelas linhas brancas tracejadas no mapa). Ainda, o mapa de contorno estrutural demonstra que no geral, a camada de carvão é sub-horizontal, apresentando suave mergulho para sudoeste.

Tomando como base o poço central, que possui ocorrência de óleo (MML-38), foram feitas seções litoestratigráficas e cronoestratigráficas na área de estudo, duas com trend NE-SW (paralelo à atual costa) e duas com direção NW-SE (perpendicular à atual costa).

Analisando as seções geológicas litoestratigráficas (**Figuras 24 e 25**) e o mapa acima referido, depreende-se não apenas a existência de falhas normais, como também seus expressivos rejeitos que atingem até 150 metros. A Seção NW-SE (**Fig.24**) é marcada por falhas normais aparentemente com direção NE-SW que ocasionaram a formação do gráben onde situa-se o poço MML-38. Já na seção NE-SW (**Fig. 25**), foi definida uma falha, aparentemente de direção NW-SE, a qual delimita o gráben à NE. Nesta seção, os poços MML-38 e MML-54 compõem a porção rebaixada do gráben.

No Membro Siderópolis, dois dos cinco poços analisados apresentam rochas intrusivas de diabásio (sills) associadas. Considerando que estes corpos ígneos provavelmente utilizaram estruturas pré-existentes como dutos, admitiu-se neste trabalho somente as falhas com direção NE-SW para tal. Pois, como já mencionado no subcapítulo de arcabouço estrutural, os falhamentos de direção NE tem sua origem relacionada a Orogenia La Ventana e, portanto, precedem o evento magmático da bacia.

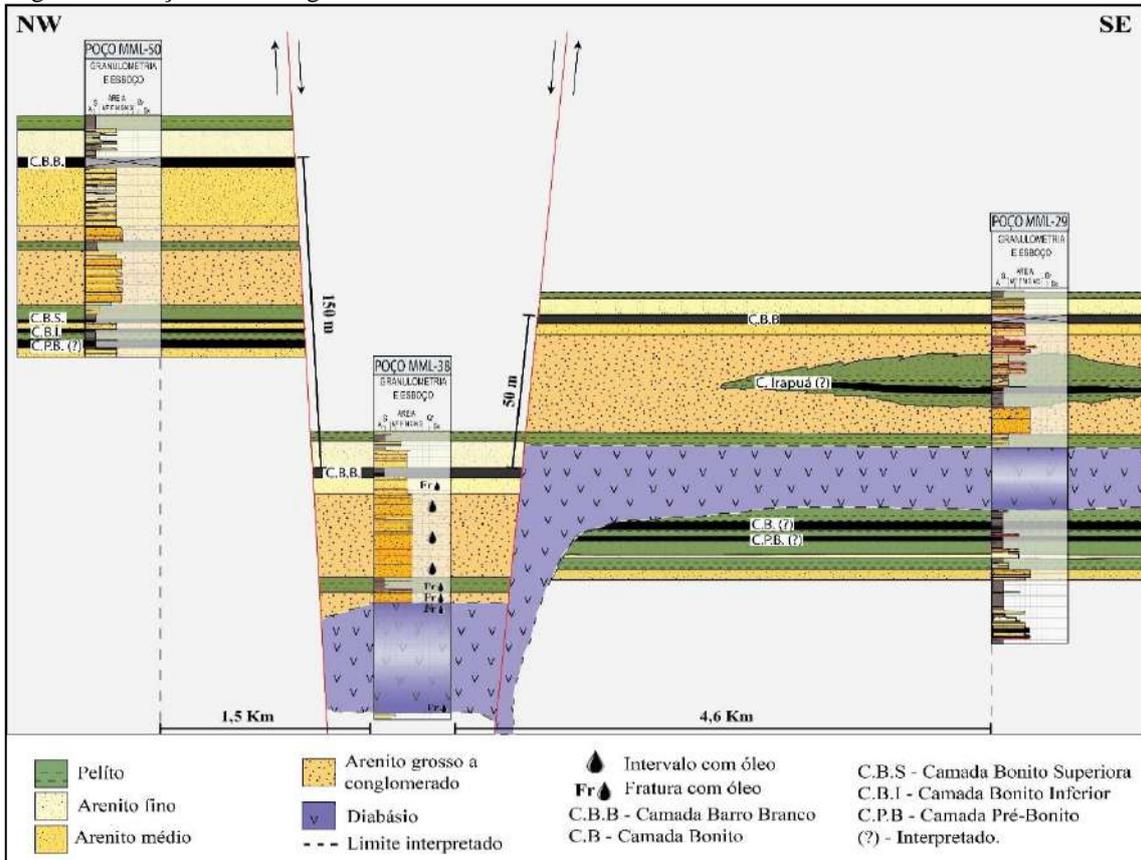
Figura 23 - Mapa de contorno estrutural da lapa da camada Barro Branco.



Nota: Destacados em branco são os nomes dos poços selecionados do projeto. A estrela vermelha indica o poço com ocorrência de óleo. As linhas brancas tracejadas são estruturas inferidas com base no mapa e as linhas pretas indicam as seções geológicas realizadas.

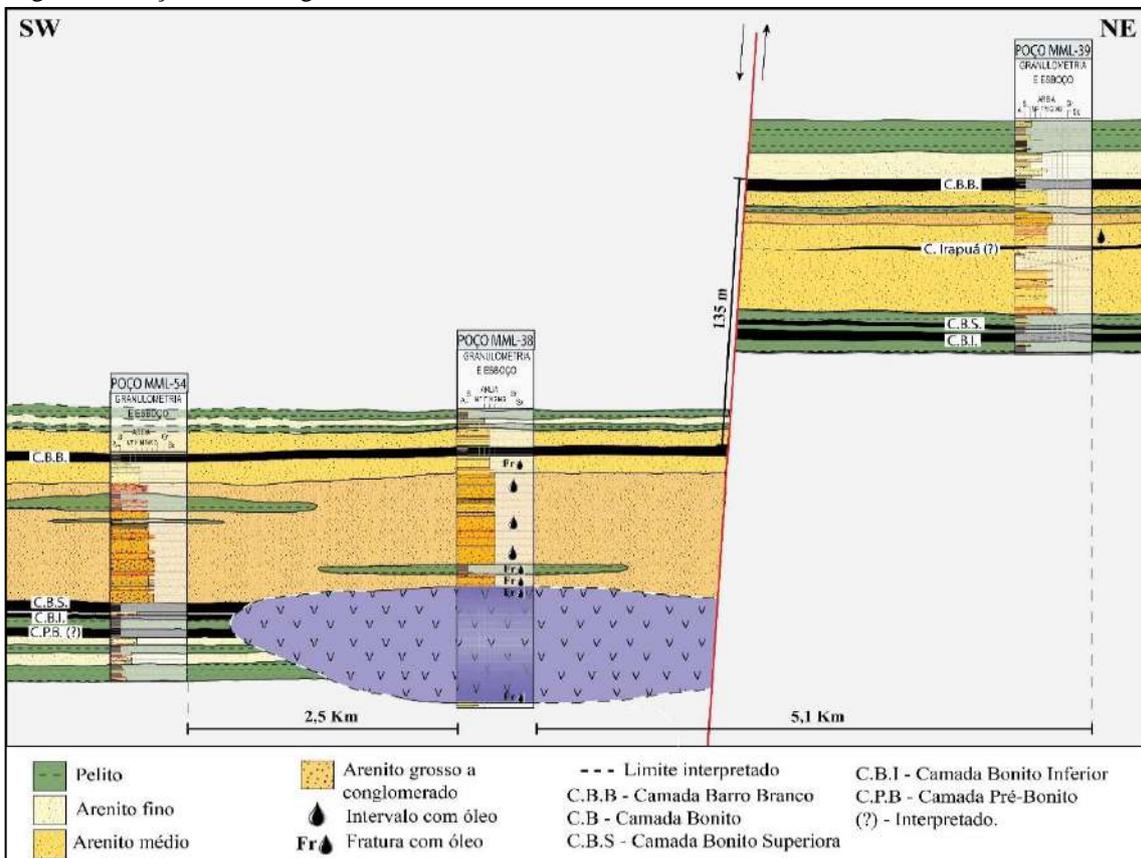
Fonte: A autora, 2018.

Figura 24 - Seção litoestratigráfica NW-SE



Fonte: A autora, 2018.

Figura 25- Seção litoestratigráfica SW-NE.



Fonte: A autora, 2018.

Contudo, as estruturas com direção NW são consideradas posteriores, uma vez que seccionam a Formação Serra Geral, e possuem sua formação associada ao peso gerado pelo derrame e intrusivas (Zalán *et al.*, 1987 e 1990; Freitas *et al.*, 2006 e Loutfi *et al.*, 2010).

Através das seções cronoestratigráficas (**Fig. 26 e 27**), foi possível compreender melhor o processo evolutivo da área de estudo durante a deposição do Membro Siderópolis. Para isto, adotou-se como datum a camada de carvão Barro Branco.

Pelo fato do intervalo não apresentar nenhum outro datum de âmbito regional (como por exemplo a superfície de inundação máxima da Formação Palermo) foi utilizada a camada Barro Branco como datum local. Devido a sua abrangência e importância na região, ela é classicamente considerada referência para o mapeamento estratigráfico (Lopes *et al.*, 2003a). Porém, deve-se levar em consideração e ser aqui enfatizado que, em escala regional, esta camada apresenta caráter diacrônico.

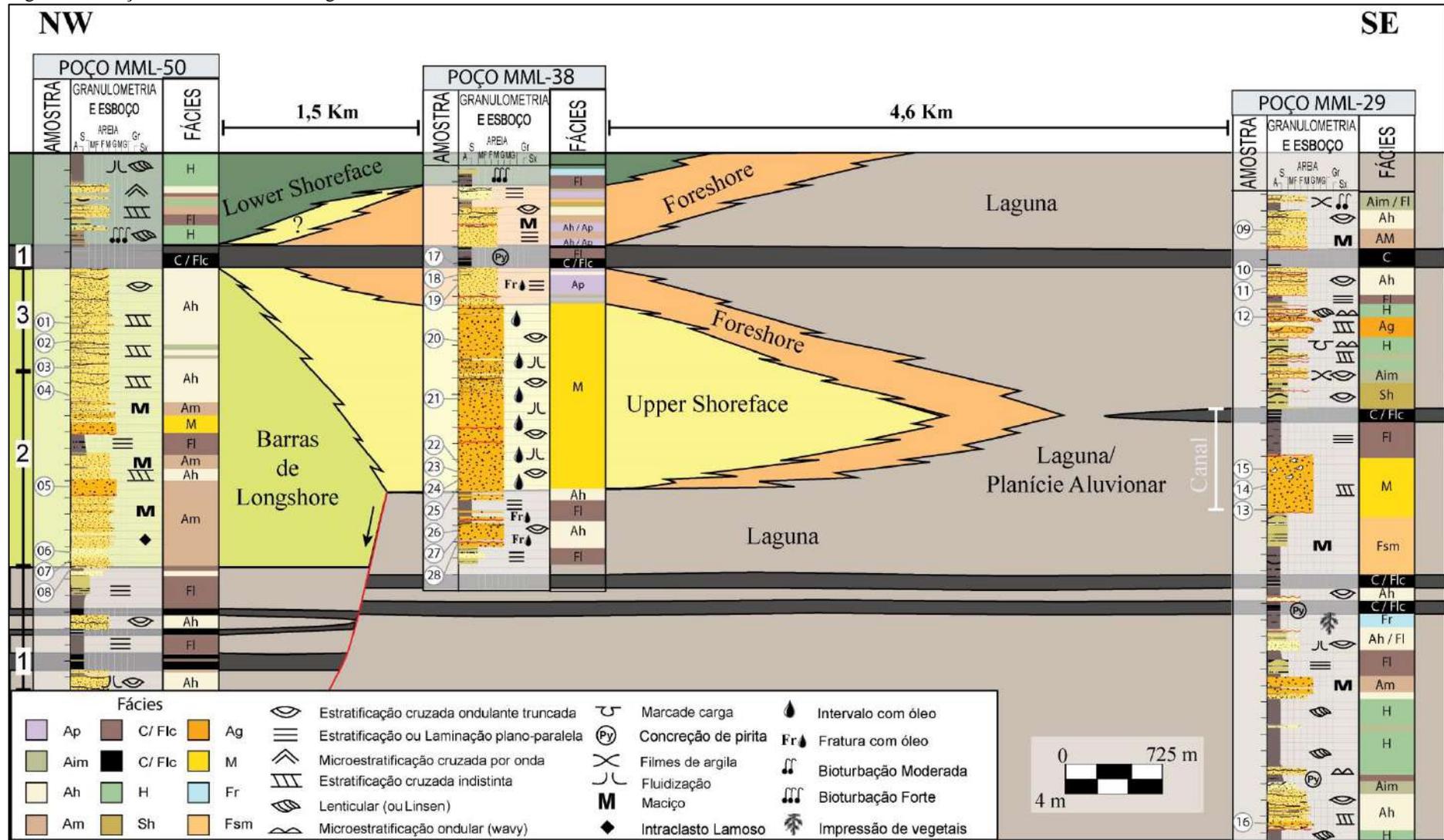
Aparentemente, a época da deposição da unidade estratigráfica estudada é caracterizada por uma tectônica quiescente, com a exceção localizada de falha de crescimento na porção inferior da unidade (vide seção cronoestratigráfica NW-SE, **Fig.26**).

Com relação as camadas de carvão, foram identificadas duas principais e duas secundárias. As principais correspondem as camadas Barro Branco, localizada na porção superior do Membro Siderópolis com espessura aproximada de 1,6 metros, e a camada Bonito, por vezes subdividida em camada Bonito Inferior e Superior, com espessura ao redor de 2 metros e situada na parte inferior do Membro.

Já as camadas de carvão secundárias correspondem a camada Irapuá e a camada Pré-Bonito. A camada Irapuá situa-se entre as camadas principais de carvão, a aproximadamente 15 metros abaixo da camada Barro Branco, apresenta na área espessura variando de 0,7 a 1,6 metros. Esta camada apresenta uma abrangência restrita, onde comumente seus depósitos mais importantes ocorrem sob a forma de “meia-lua” ou “ferradura”, e sua deposição é associada a paleocanais colmatados (Krebs *et al.*, 1983 a, b).

Outra camada secundária é a Pré-Bonito que fica logo abaixo da camada Bonito, apresenta espessura variando de 0,8 e 1,9 metros e ocorre em três dos cinco poços estudados.

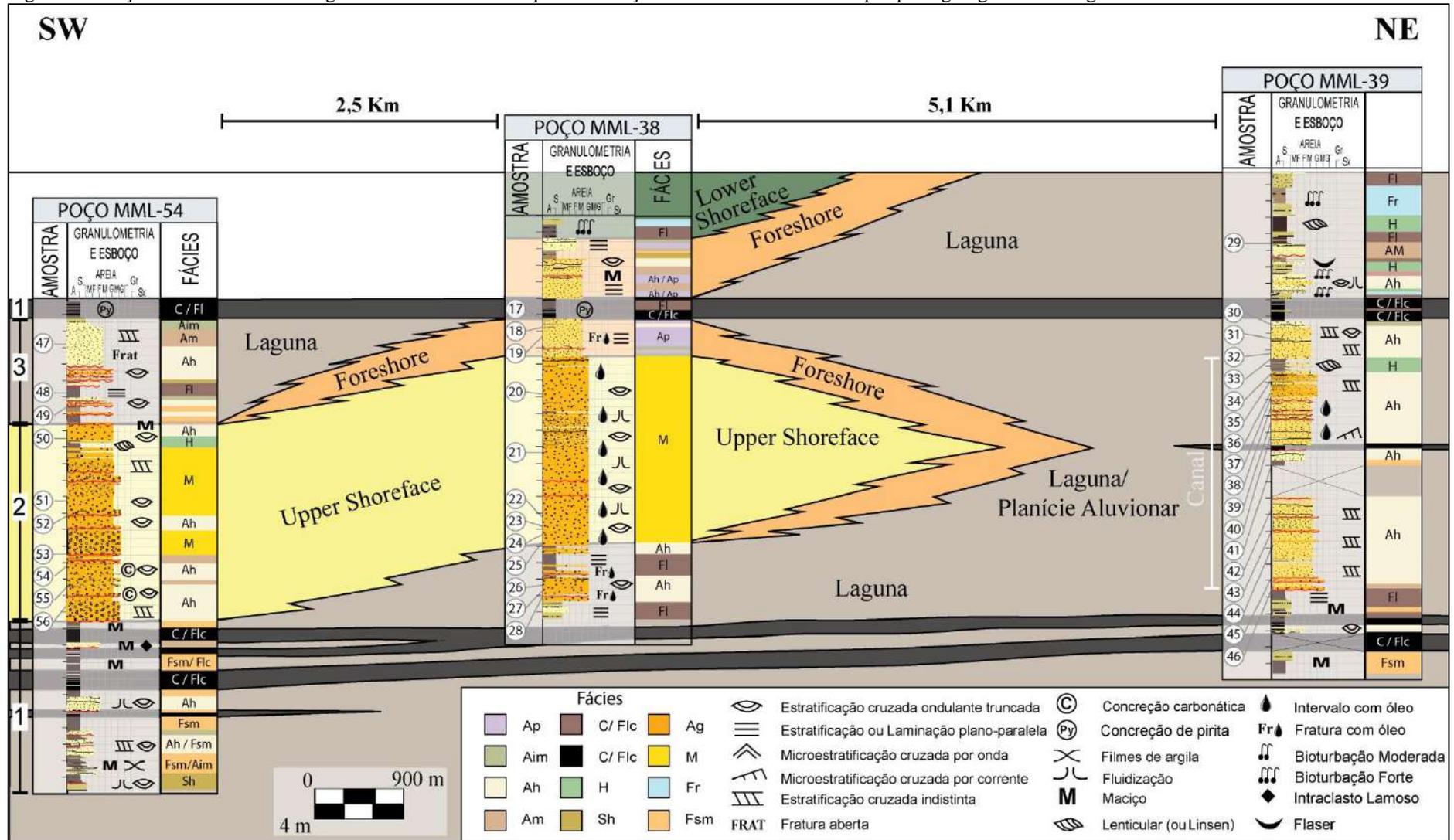
Figura 26 - Seção NW-SE cronoestratigráfica.



Nota: Os números à esquerda da seção fazem referência aos mapas paleogeográficos da figura 34.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 27 - Seção SW-NE cronoestratigráfica. Os números à esquerda da seção fazem referência aos mapas paleogeográficos da figura 34.



Nota: Os números à esquerda da seção fazem referência aos mapas paleogeográficos da figura 34.

Fonte: A autora. 2018.

Com exceção da camada Irapuá, as demais camadas de carvão fazem parte de uma associação de fácies pelítica que varia desde folhelhos carbonosos (Flc), siltitos e folhelhos laminados (Fl) a argilitos (Fsm) e, por vezes, heterolitos (H) com feições de *linsen* e *wavy* e folhelhos com marcas de raízes (Fr). Tal associação é considerada originária de lagunas, as quais possuem eventualmente incidências de arenitos.

Estes arenitos por sua vez, apresentam majoritariamente granulometria média, estratificação cruzada e *hummocky*, por vezes com feições de escape de fluido associado, correspondentes a feições de eventos episódios catastróficos de tempestade dentro da laguna.

Embora, seja preferencialmente associada com a presença de *hummockys* à ambiente marinho raso gerados em eventos de tempestade, há diversos trabalhos que descrevem a presença dessa estratificação em lagos e lagunas (Eyles & Clark, 1986; Della Fávera, 1997; Van Dijk *et al.*, 1978 e Begossi & Della Fávera, 2002).

Os trabalhos supracitados apresentam duas possibilidades de proveniência desses arenitos com *hummockys*. Uma delas é descrita por Della Favera (1997) e Begossi & Della Fávera (2002). Neste último foram analisados sedimentos lagunares da porção basal da Formação Rio Bonito nas minas de carvão de Recreio e Faxinal no Rio Grande do Sul. Esses autores consideram os arenitos com *hummockys* como produto de fluxos gravitacionais hiperpicnais gerados em eventos de inundação. Neste caso, os carvões seriam de menor qualidade (siltitos carbonosos) e resultantes da remobilização e concentração de matéria por esse mesmo processo.

A segunda possibilidade, Eyles & Clark (1986) e Van Dijk *et al.* (1978) ao descreverem respectivamente arenitos lacustrinos da Bacia de Ontario no Canadá e arenitos lacustrinos Permianos da bacia de Karoo na África do Sul, associaram sua deposição à momentos de nível elevado do lago, onde as estratificações do tipo *hummockys* e *swaleys* seriam formadas por ondas de tempestade.

Assim, considerando que os carvões da área de estudo são de boa qualidade, de desenvolvimento autóctone e, portanto, não retrabalhados, a segunda possibilidade parece a que melhor se enquadra a este trabalho.

A porção mediana das seções cronoestratigráficas é caracterizada nos poços MML-38 e -54 por arenitos de granulometria grossa com estratificação cruzada e *hummockys* compostos pelas fácies M e Ah, cuja associação remete à região frontal da barreira de *upper shoreface*. Ainda no poço MML-38, observa-se a gradação para o topo de arenitos com granulometria média e estratificação plano-paralela que compõem

a fácies Ap. Esta fácies é associada à porção atrás da barreira correspondente ao *foreshore*.

Concomitantemente a esses depósitos, há uma predominância de arenitos médios com estratificação essencialmente cruzada (Ah) e maciços (Am) no poço MML-50, os quais, também considerando seu posicionamento em relação aos outros poços, foram associados à barras de *longshore*.

A camada de folhelho cinza-escuro (Fl) entre os dois momentos da associação de fácies interpretadas como componentes de barras de *longshore*, possibilitam inferir momentos de maior calma.

Já na porção mais a leste da área (representada pelos poços MML-29 e -39) a associação de fácies é composta por ciclos de *fining upward*, os quais começam na base com arenitos médios a grossos com estratificação cruzada e cruzada por corrente (fácies Ah e M), gradando para fácies heterolíticas (H) a pelíticas com laminação plano-paralela (Fl), culminando em folhelhos carbonosos (Flc) e na camada de carvão Irapuá. Sendo assim, esta associação é interpretada como proveniente de depósitos canalizados desenvolvidos em região lagunar.

Por fim, uma associação composta por fácies essencialmente heterolítica (H) com feições do tipo linsen e escape de fluido, pelitos muito bioturbados (Fr) a cinza-escuros laminados (Fl) compõem a associação proveniente de um ambiente mais distal de *lower shoreface*. A **tabela 9** mostra um resumo das associações de fácies acima descritas.

Os termos adotados para caracterização das associações de Fácies foram baseados no livro de Clifton (2006). Assim, optou-se por manter o nome original e, portanto, em inglês, devido à variação dos limites adotados para um mesmo ambiente sedimentar em português (ex. Della Fávera, 2001 e Suguio, 2003).

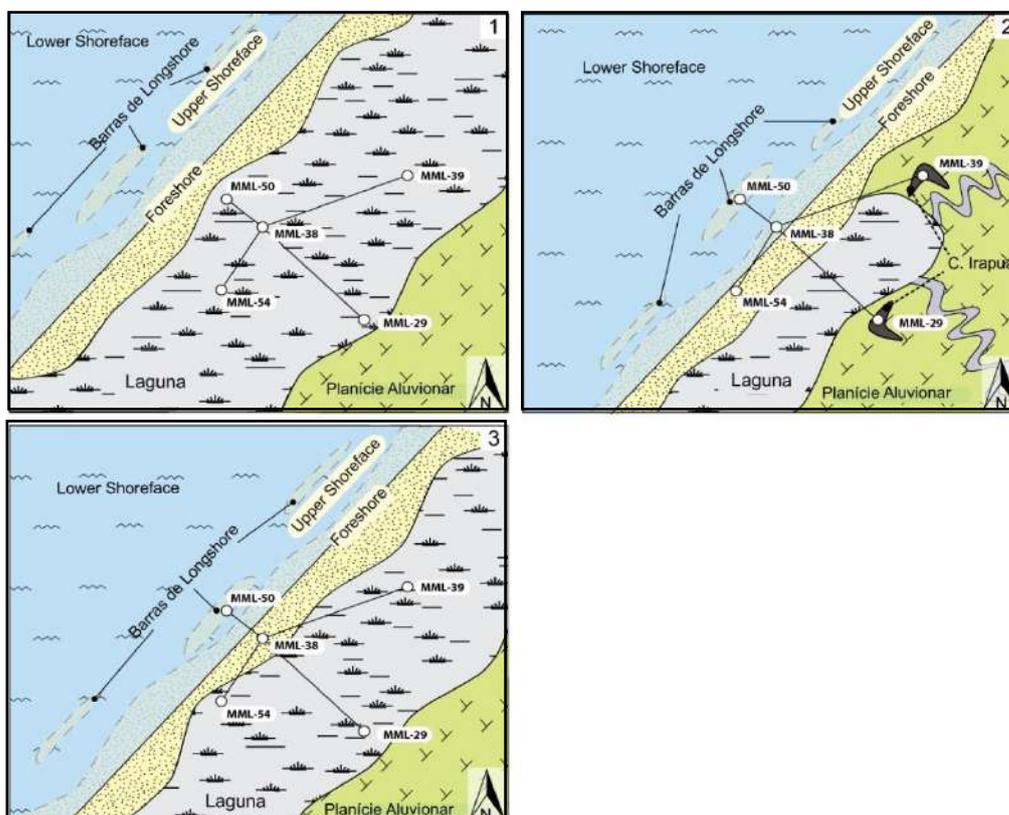
A fim de entender as relações entre os subambientes identificados pelas associações de fácies, foram feitos mapas paleogeográficos esquemáticos de como seria a área de estudo em quatro momentos distintos da deposição do Membro Siderópolis. Estes quatro momentos são indicados por números ao lado das seções cronoestratigráficas (**Fig.28**).

Tabela 9 - Resumo das associações de fácies do Membro Siderópolis na área de estudo.

Interpretação	Associação de Fácies
<b>Barras de Longshore</b>	Arenitos com granulometria média, estratificação essencialmente cruzada (Ah) a maciça (Am).
<b>Lower shoreface</b>	Composta por fácies essencialmente heterolítica (H) com feições do tipo linsen e escape de fluido, pelitos muito bioturbados (Fr) a cinza-escuros laminados (Fl).
<b>Upper Shoreface</b>	Arenitos com granulometria grossa com estratificação cruzada e hummockys das fácies M e Ah.
<b>Depósitos canalizados</b>	Caracterizado por ciclos de <i>fining upward</i> , os quais começam na base com arenitos médios a grossos com estratificação cruzada e cruzada por corrente (fácies Ah e M), gradando para fácies heterolíticas (H) a pelíticas com laminação plano-paralela (Fl), culminando em folhelhos carbonosos (Flc) e carvão (C).
<b>Foreshore</b>	Arenitos com granulometria média e estratificação plano-paralela que compõem a fácies Ap.
<b>Lagunas</b>	Sedimentos pelíticos e, subordinadamente arenitos. Principais fácies são: carvões (C), folhelhos carbonosos (Flc), siltitos e folhelhos laminados (Fl) a argilitos (Fsm) e, por vezes, heterolitos (H) com feições de <i>linsen</i> e <i>wavy</i> , além de folhelhos com marcas de raízes (Fr). Os arenitos com granulometria predominantemente média, apresentam estratificação cruzada e hummocky (Ah), eventualmente são maciços (Am) ou com filmes de argila intercalados (Aim). São associados a eventos episódicos catastróficos de tempestade dentro da laguna.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 28 - Mapa paleogeográfico esquemático da área de estudo.



Fonte: A autora, 2018.

Como já associado por Aboarrage & Lopes (1986), os depósitos do Membro Siderópolis caracterizam um ambiente costeiro, dentro de um regime composto por pulsos transgressivos que ocasionaram o recuo da linha de costa. Esse evento transgressivo é relacionado à mudança do clima pelo aumento progressivo da temperatura média do planeta, ocasionando a elevação do nível do mar pelo derretimento das geleiras.

Através das seções cronoestratigráficas deste trabalho é possível identificar um ciclo transgressivo e regressivo completo. O pulso transgressivo (número 2 das seções, **fig.26 e 27**, e **mapa 2 da figura 28**) é caracterizado pelo padrão de empilhamento sedimentar retrogradacional, onde há o desenvolvimento e avanço dos depósitos de barreira sobre os lagunares, que deslocam-se para a porção mais proximal das seções (nordeste). Concomitantemente, ocorre o registro de depósitos de barras de *longshore* na porção mais distal da área de estudo (porção à oeste representada pelo poço MML-50).

No topo das seções cronoestratigráficas, aparentemente há o início de outro pulso transgressivo, onde se observa novamente o avanço de sedimentos distais sobre os proximais. Representado pelo avanço da barreira (Fácies Ap) sobre a laguna, e posterior deposição de sedimentos mais distais do *lower shoreface* sobre sedimentos proximais lagunares (topo da seção NW-SE).

Aboarrage & Lopes (1986) citam que uma das características mais marcantes desses pulsos transgressivos no Rio Grande do Sul é a deposição de sedimentos de fácies de costa afora sobre os sedimentos de fácies lagunar e pantanosa.

Limitando o pulso transgressivo, notam-se eventos regressivos compostos pelo empilhamento progradacional do pacote sedimentar (número 1 e 3 das seções, **fig.26 e 27**, e **mapas 1 e 3 da figura 28**). Justamente nesses períodos de avanço dos depósitos sedimentares proximais sobre os mais distais, ocorre o registro dos depósitos lagunares em todos os poços e a formação das camadas de carvão (com exceção da camada Irapuá).

Lopes *et al.* (2003 b) também considerou na região de Jacuí (RS), o período de estabilidade entre cada pulso transgressivo propício ao desenvolvimento de pântanos e turfeiras nas áreas litorâneas através da manutenção da agradação e progradação dos sistemas de barreiras litorâneas. Ainda, analisando as seções cronoestratigráficas é possível inferir que o avanço do mar e reposicionamento da linha de costa ocorria de oeste para leste na área de estudo.

#### 7.4 Composição Detrítica e Classificação

Quartzo é o constituinte primário predominante nos arenitos estudados. Estes são caracterizados por serem predominantemente monocristalinos, variando de subarrendado a subanguloso, embora por vezes seja difícil a determinação em microscópio devido os crescimentos e dissoluções. Dentre os feldspatos, o K-feldspato é predominante em relação aos plagioclásios. Os fragmentos de rocha são metamórficos (essencialmente quartzitos, xistos e gneisses) e, secundariamente, ígneos (majoritariamente plutônicos).

Como constituinte detrítico secundário há micas (predomina muscovita em relação a biotita), minerais pesados (turmalina, epidoto e piroxênio) e minerais opacos. Por vezes, pode apresentar pseudomatriz proveniente de intraclastos lamosos e constituintes primários substituídos por argilominerais autigênicos (Por exemplo, k-feldspato substituído por caulinita, illita e clorita).

Segundo a classificação de Folk (1968) a maioria das amostras analisadas são classificadas, originalmente, como arcósios (variando entre arcósio a arcósio lítico) (**Fig. 29A**). Ao comparar com a classificação atual (**Fig. 29B**), nota-se a dispersão das amostras pelo diagrama, com deslocamento para os polos do quartzo (Q) e do fragmento de rocha (L). Isto se deve à diminuição do percentual de feldspato ocasionada pela dissolução e substituição. Assim, os arenitos com granulometria mais fina, por apresentarem mais grãos de quartzo, são em sua maioria classificados como quartzarenitos a subarcosianos. Enquanto que os de granulometria mais grossa, que conseqüentemente possuem maior contribuição de fragmentos líticos, são classificados majoritariamente como litoarenitos a litoarenitos feldspáticos.

Para determinação da proveniência, conforme o diagrama de Dickinson (1985), foi empregada a composição original das amostras, a qual obteve resultado agrupado entre cráton interior a continental transicional (**Fig. 30**).

Embora tenha sido considerado na contagem o mineral original, através da identificação de "fantasmas", deve-se ressaltar que a quantidade original de feldspato aqui alcançada é subestimada. Isto ocorre, devido à sua dissolução e substituição começarem logo em baixa profundidade na eodiagênese, propiciando, durante o evento posterior de compactação, o colapso da porosidade secundária e deformação de seus argilominerais substitutivos.

Figura 29 – Diagrama de Folk com a composição Atual (A) e Original (B) detrítica de 54 amostras de arenitos do Membro Siderópolis diferenciados segundo sua granulometria.

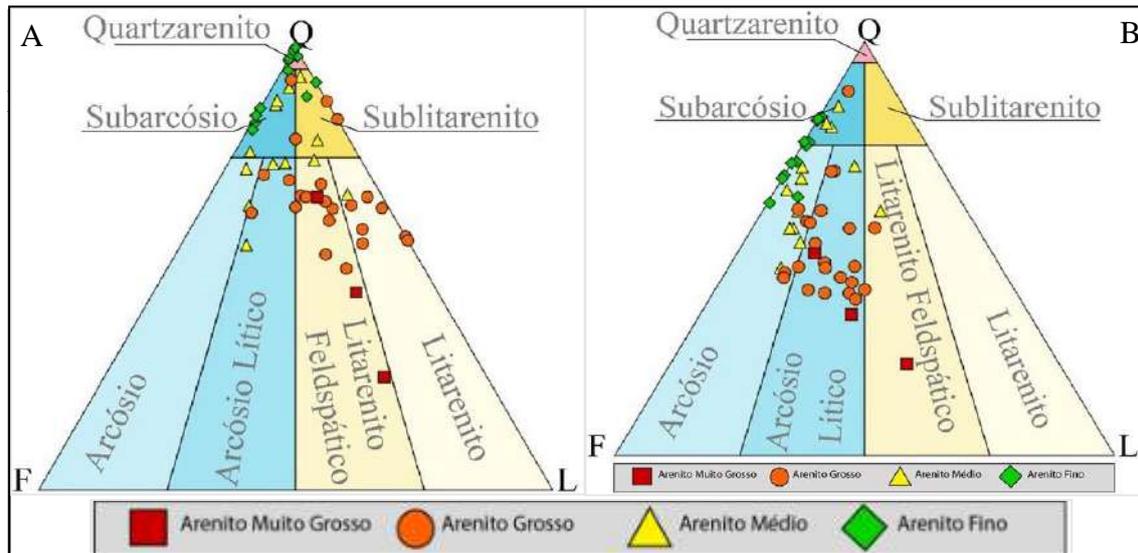


Figura 30 - Diagrama dos tipos de proveniência tectônica de Dickinson, de acordo com a composição detrítica original das 54 amostras de arenito do Membro Siderópolis.

