

3 SEDIMENTOLOGIA E DIAGÊNESE EM ROCHAS CARBONÁTICA CONTINENTAIS

3.1 Classificação de rochas carbonáticas

As rochas carbonáticas apresentam uma série de características (cor, tamanho de grão, composição, textura) que podem ser utilizadas para classificá-las. No entanto, as classificações mais utilizadas no meio geológico são aquelas que baseadas no conceito de maturidade textural, tendo como premissa que a trama (fábrica) da rocha carbonática é relacionada com a energia do ambiente de deposição (Tucker & Wright, 1990).

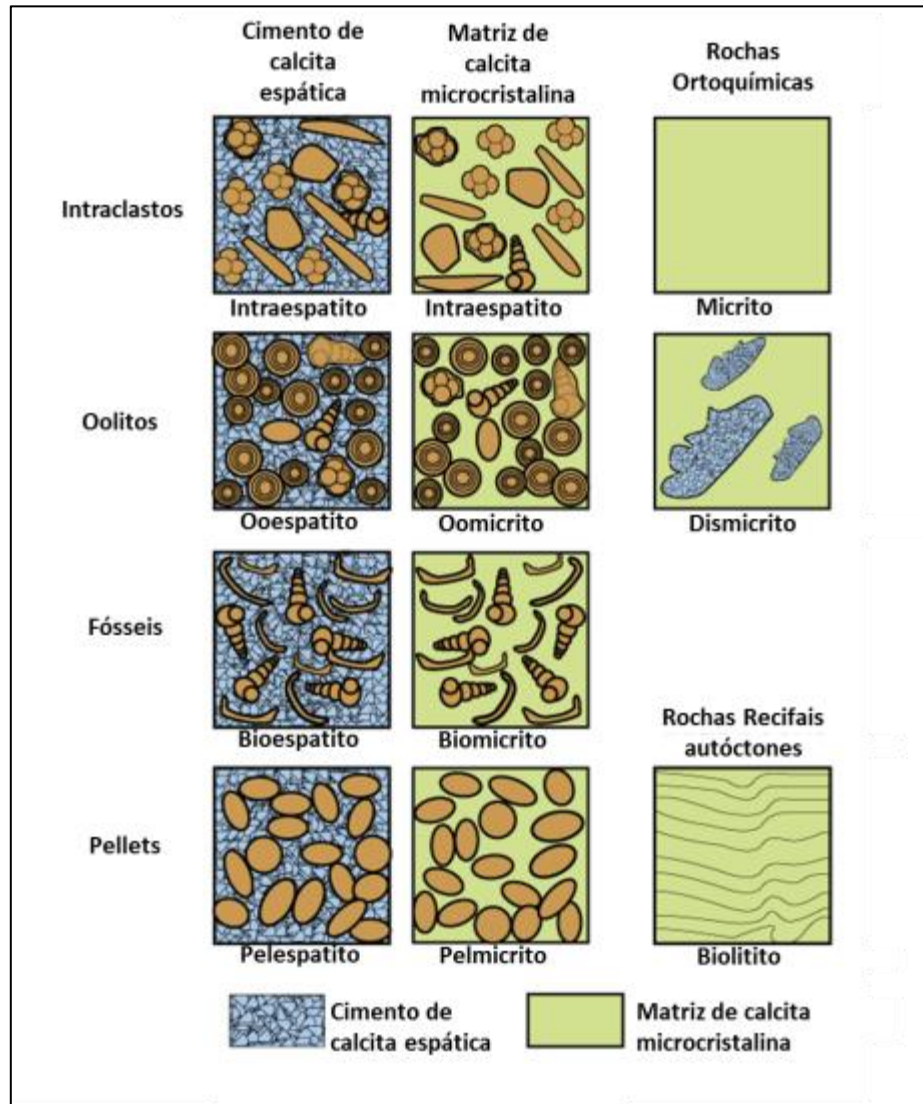
Dentre essas classificações, as propostas de Folk (1959, 1962) e a de Dunham (1962) são classificações muito populares, sendo amplamente aplicadas nos estudos de geologia sedimentar de carbonatos.

A classificação de Folk (1959, 1962) é baseada na composição das rochas carbonáticas, cujos constituintes fundamentais são os grãos aloquímicos (pelóides, oóides, bioclastos e intraclastos), matriz (micrita) e cimento (esparito). A partir desses componentes básicos, os carbonatos são divididos em três grandes grupos (Figura 13): Calcários aloquímicos cimentados, calcários aloquímicos com micrita e calcários micríticos sem grãos aloquímicos. Estruturas orgânicas *in situ* foram chamadas de biolititos.

Já a classificação de Dunham (1962) foca na textura deposicional das rochas carbonáticas, sendo elas basicamente a presença ou ausência de lama carbonática (micrita), abundância de grãos, e a presença de evidências de ligação dos constituintes do arcabouço durante a deposição (Figura 14). Com base nesses critérios, pode-se dividir as rochas carbonáticas em três grupos principais: carbonatos suportados pela matriz (*mudstone* e *wackestone*), carbonatos suportados pelos grãos (*packstone* e *grainstone* e carbonatos ligados durante a deposição (*boundstone*). É importante mencionar que Dunham (1962) define como micrita o material carbonático de granulometria menor do que 10 µm.







Após a publicação das classificações de Folk (1959, 1962) e Dunham (1962), outras classificações foram propostas. Contudo, as bases destas duas classificações foram tão sólidas que as propostas posteriores utilizaram suas bases em maior ou menor grau (Terra *et al.*, 2008). Dentre elas, cabe citar as classificações de Embry & Klovan (1971) e a de Wright (1992).

Figura 13 – Classificação de rochas carbonáticas de Folk (1959, 1962)



Fonte: Modificado de Kendall (2005).

Figura 14 - Classificação de rochas carbonáticas de Dunham, 1962

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Crystalline</i>
					

Fonte: Modificado de Terra *et al.*(2010).

A proposta de Embry & Klovan (1971) é muito utilizada em áreas de ocorrência de calcários bioconstruídos (Figura 15). Trata-se de uma ampliação da classificação de Dunham (1962) no qual as rochas biogeneticamente ligadas são subdivididas em *bafflestone*, *bindstone*, e *framestone*, a depender da natureza da estrutura orgânica. Os autores também detalharam as rochas transportadas com mais de 10% de grãos maiores do que 2 mm (*floatstone* para rochas suportadas pela matriz e *rudstone* para rochas suportadas pelos grãos).

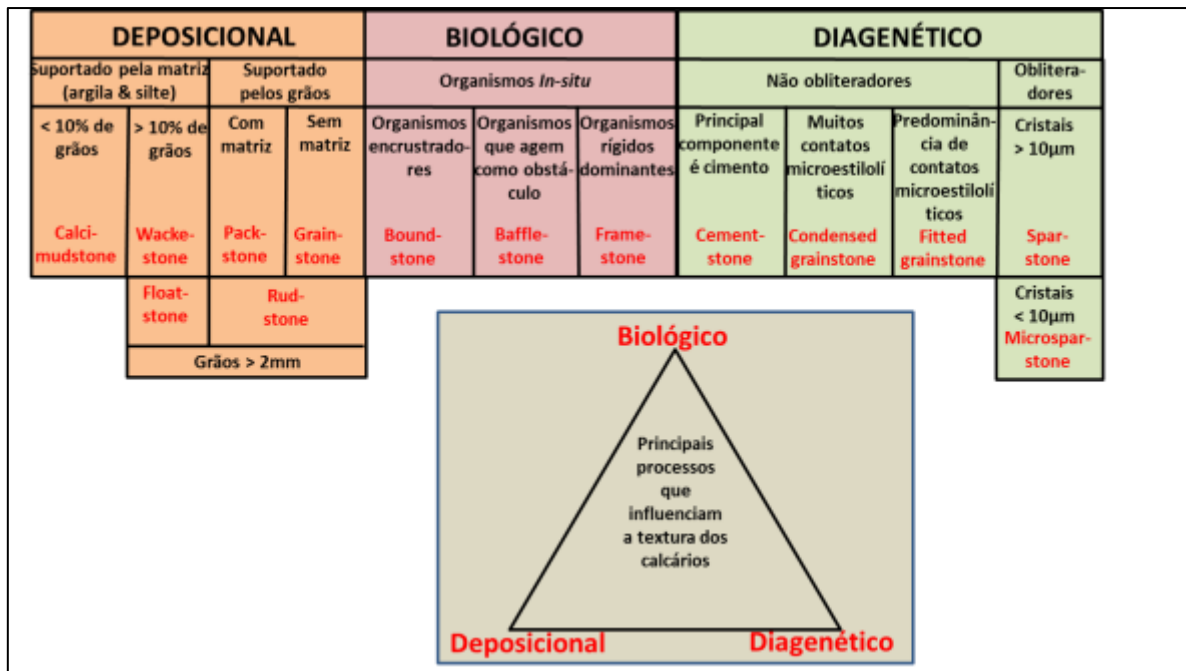
A classificação de Wright (1992) enfatiza a distinção entre as feições carbonáticas influenciadas por processos deposicionais (físicos), biológicos, e diagenéticos (sinsedimentares e pós-deposicionais) (Figura 16).

Figura 15 - Classificação de rochas carbonáticas de Embry & Klovan (1971)

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Crystalline	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Fonte: Modificado de Terra *et al.*(2010).

Figura 16 - Classificação de rochas carbonáticas de Wright (1971)



Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).























Após as descobertas dos extensos depósitos carbonáticos aptianos que compõe o Pré-Sal, Terra *et al.* (2010), propuseram uma classificação que tinha como objetivo abranger todo o

espectro de ocorrência de rochas carbonáticas que ocorrem nas bacias brasileiras, com foco naquelas onde há exploração e produção de petróleo. Para tanto, fizeram uma compilação de classificações clássicas, adaptando ou modificando alguns termos e introduzindo novas denominações (Figura 17).

Nessa proposta, as rochas carbonáticas foram divididas em 4 grandes grupos, de acordo com sua textura deposicional: Elementos não ligados durante a formação, que inclui os termos clássicos propostos na classificação de Dunham (1962) para as rochas alóctones e, no caso das rochas com mais de 10% de grãos maiores do que 2 mm, foi adotada a terminologia modificada de Embry & Klovan (1971); Elementos ligados durante a formação ou *in situ*, que engloba o termo genérico *Boundstone* (Dunham, 1962). Contudo, devido à grande diversidade de rochas que se encaixam nessa definição, os autores viram a necessidade de incluir na classificação termos menos abrangentes. Dentre eles, os mais importantes para o caso da Formação Barra Velha são: estromatólito (modificado de Riding, 2000) e esferulítico (novo termo); Elementos ligados ou não durante a formação, onde inclui-se os laminitos (modificado de Demicco & Hardie, 1994). Estes são rochas carbonáticas de granulometria fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela recorrência de laminações delgadas, que são intensamente afetadas por processos diagenéticos.

Nenhuma dessas propostas mostrou-se adequada para a classificação das rochas carbonáticas descritas nesse trabalho. Assim, foi necessário a utilização de uma classificação híbrida, que será mais bem discutida mais adiante.

Figura 17 - Classificação de rochas carbonáticas proposta por Terra *et al.* (2010).

 Classificação de Rochas Carbonáticas Aplicável às Bacias Sedimentares Brasileiras									
	NOMENCLATURA PRINCIPAL	TEXTURA	DEFINIÇÃO	NOMENCLATURA COMPLEMENTAR	REFERÊNCIA OU MODIFICADO DE	TERMOS CORRELATOS	TEXTURAS MODIFICADORAS	TAMANHO MÉDIO DOS ELEMENTOS EM CORTE VERTICAL E EMPACOTAMENTO	FORMA EXTERNA (seção de testemunhos)
Elementos não ligados durante a formação	MUDSTONE		Rocha suportada pela matriz com menos de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	COM (Caso ocorram grãos) colóides, oncolitos, pelóides, pelóides feios, intracelulares, bioclastos, estereólitos ou CALCULITTO A BIRDSEYES rocha suportada pela matriz com porosidade fenestral ou lentas de calcificação espúcia	Durham (1962)	Calcário, Denscrito, mudstone a birdseyes			
	WACKSTONE		Rocha suportada pela matriz com mais de 10% de grãos (tamanho areia ou maior).	COM (para os grãos) - colóides, oncolitos, pelóides, pelóides feios, intracelulares, bioclastos, estereólitos.	Durham (1962)				
	PACKSTONE		Rocha suportada pelos grãos com matriz.	*+ (composição principal): colóide, oncolítico, peloidal, peloidal feia, intracelular, bioclastico, estereólito; com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, acólitos, dendrólito.	Durham (1962)	Calcarenito, somerito, biomacrito, pelmacrito, estragrito			
	GRAINSTONE		Rocha suportada pelos grãos, sem matriz (< 5% de matriz).	*+ (composição principal): colóide, oncolítico, peloidal, peloidal feia, intracelular, bioclastico, estereólito; com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, acólitos, dendrólito.	Durham (1962)	Calcarenito, coespárito, bioespárito, pelospárito, intraspárito	C/ feições de exposição; Com feições pedogenéticas; Bioclastico; Diferenciado; Silicificado.		
	FLOATSTONE		Rocha suportada pela matriz com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	COM (para os grãos) - colóides, oncolitos, pelóides, pelóides feios, intracelulares, bioclastos, estereólitos. Com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, acólitos, dendrólito.	Ernst/Kowen (1971)				
	RUOSTONE		Rocha suportada pelos grãos com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.	*+ (composição principal): colóide, oncolítico, peloidal, peloidal feia, intracelular, bioclastico, estereólito; com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, acólitos, dendrólito.	Ernst e Kowen (1971)	Brecha			
	BIOACUMULADO		Rocha constituída pela diversidade de um tipo de organismo sem rebaixamento (in situ) e granulometria areia ou maior.	*+ organismo formador: ex. ostracóides, bivalves, macrobranziliários, crinóides, etc. ...	Carozzi (1972)	Coquina			
	BRECHA		Rocha suportada pelos grãos com mais de 50% dos grãos angulosos maiores que 2 mm.	*+ (composição principal): intracelular, com fragmentos de estromatólitos, trombolitos, laminitos, acólitos, dendrólito, estereólito.	Flügel (2004); Pettijohn (1974)	Brecha de Coleção; Brecha; Rudstone com clastos angulosos			
Elementos ligados durante a formação - in situ	BOUNDSTONE		Rocha formada in situ, cujos componentes da trama original (fábrica original) foram ligados durante a deposição.	*+ principais organismos formadores: ex. corais, a radiolitas, a estromatopóreas, etc. ...	Durham (1962)	Stalóito, Sulfestone, Boundstone, Fossrestone	C/ feições de exposição; C/ feições pedogenéticas; Bioclastico; Diferenciado; Silicificado, etc.		
	ESTROMATOLITO		ESTROMATOLITO						
			ESTROMATOLITO ARBORESCENTE - os componentes internos se organizam de forma ramificada divergente e possuem empacotamento maior que a largura.						
			ESTROMATOLITO ARBUSTIFORME - os componentes internos se ramificam ou não desde a base e a razão altura/largura é aproximadamente 1:1.						
			ESTROMATOLITO DENDRIFORME - os componentes internos se organizam de forma altamente ramificada divergente em que o empacotamento é muito maior que a largura.		Riding (2000)		Mosqueado (mottled) Bioclastico	Muito pequeno: < 0,2 cm Pequeno: 0,2-0,5 cm Médio: 0,51-1,5 cm Grande: 1,5 cm Denso: todos os elementos se tocam. Normal: alguns elementos se tocam. Aberto: raras ou nenhum dos elementos se tocam	Finamente laminado Levante ôsmico Dômico Tabular Colunar Conforme
			TROMBOLITO - Depósito com textura macroscópica coagulada (clotted) , maciça e ôsmica. Na maioria das vezes de origem microbial.						
			DENDROLITO - Depósito microbial de estrutura dendrítica formada por cianobactérias esqueléticas.						
			LEVOLITO - Carbonato microbial ôsmico, sem laminação ou coágulos.						
		ESFERULITO - Rocha composta por partículas de formas esféricas ou subsféricas de contornos lisos ou lobados (esferulitos) de tamanho geralmente inferior a 2 mm e que podem ocorrer de forma amalgamada ou isoladas.	Esferulito-suportado com argila (>10%)= ESFERULITTO COM ARGILA. Argila-suportado, com estereólitos= ARGILITO COM ESFERULITOS; No caso de argila ocorrer em lamelas= ARGILITO LAMELAR COM ESFERULITOS	Este trabalho					
		TRAVERTINO & (TUFA) - Rocha carbonática lamelada formada pela precipitação em superfície de soluções concentradas em CaCO ₃ ao redor de furos (em geral quentes) devido a perda de CO ₂ por evaporação. A variedade mais esponjosa e menos compacta é denominada TUFA .		Riding (2000); Pettijohn (1967)					
Elementos ligados ao solo	LAMINITO		Rocha carbonática de granulação fina (lamela e/ou peloidal) formada pela recristalização de laminações delgadas. As laminações tendem a ser plano-paralelas, com superfície lisa (origem microbial ou não) ou ondulada (origem microbial).	LISO CRENULADO	Demcoo (1994)	ESTRUA, estrera microbial, estera algal, lamina microbial, solarenite			
Textura original não reconhecível	CALCÁRIO CRISTALINO		Rocha carbonática totalmente recristalizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). CALCÁRIO MICROCRISTALINO: cristais entre 5 e 50 µm.		Folk (1962); Durham (1962)	Espárito Alvoespárito			
	DOLÔMITO		Rocha carbonática totalmente dolomitizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). MICRODOLÔMITO: cristais entre 5 e 50 µm.			Dolomopárito Microdolomopárito			

Fonte: Terra *et al.*, 2010.

3.2 Mineralogia das rochas carbonáticas

Por definição, uma rocha carbonáticas deve ser composta por mais de 50% de minerais carbonáticos (Tucker & Wright, 1990). Os sedimentos e rochas sedimentares podem apresentar uma grande variedade de minerais carbonáticos. No entanto, calcita (CaCO_3) e dolomita (MgCaCO_3) são de longe os minerais volumetricamente mais importantes das rochas carbonáticas antigas. Aragonita (CaCO_3) é rara, e outras fases de minerais carbonáticos são acessórios ou ocorrem associados a depósitos especiais, como evaporitos e formações ferríferas.

O grupo dos minerais carbonáticos possui como unidade básica comum o ânion $(\text{CO}_3)^{2-}$. Essa unidade é construída por três átomos de oxigênio que formam os vértices de um triângulo equilátero imaginário, com um átomo de carbono em seu centro. As ligações C-O são curtas, o que aproxima os átomos de oxigênio, resultando em ligações fortes. O outro tipo de ligação que ocorre nos carbonatos é do tipo metal-O ($\text{M}^{2+} - \text{O}$). Contudo, essa ligação é mais fraca que as do tipo C-O. Os minerais carbonáticos podem ser divididos em 3 grupos estruturalmente distintos, sendo eles: Grupo da Calcita, Grupo da Aragonita e o Grupo da Dolomita. Calcita e dolomita são minerais romboédricos e estruturalmente diferentes da aragonita, que possui estrutura ortorrômbica. A Figura 18 mostra os principais minerais que fazem parte de cada grupo, além dos carbonatos hidratados de cobre, que possuem estrutura monoclinica.

Figura 18 - Grupo dos minerais carbonáticos que possuem o ânion $(\text{CO}_3)^{2-}$ em sua unidade básica

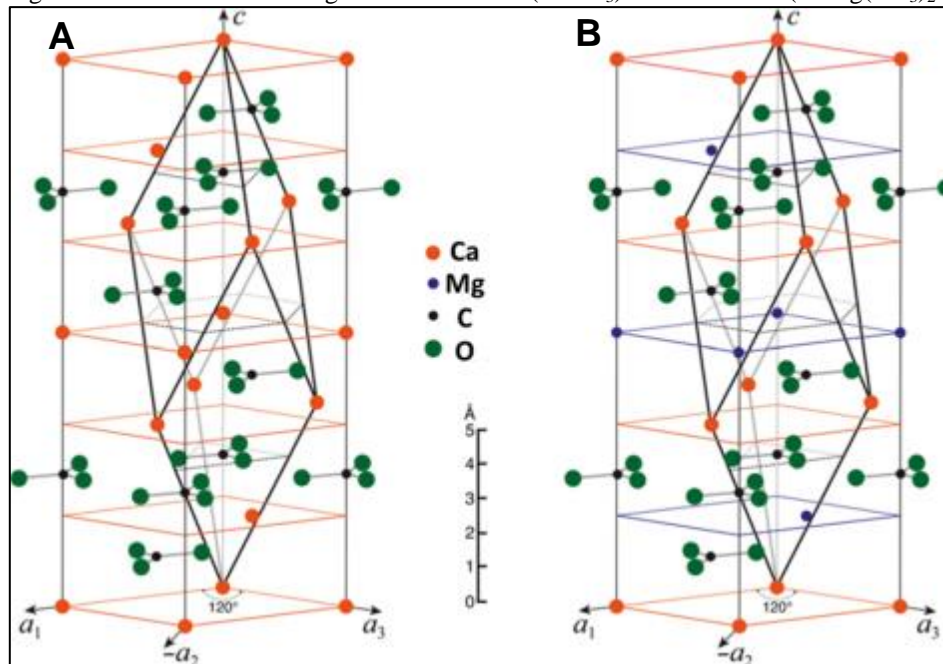
Grupo da Calcita (Hexagonal; $R\bar{3}c$)		Grupo da Aragonita (Ortorrômbico; $Pm\bar{c}n$)	
Calcita	CaCO_3	Aragonita	CaCO_3
Magnesita	MgCO_3	Witherita	BaCO_3
Siderita	FeCO_3	Estroncianita	SrCO_3
Rodocrosita	MnCO_3	Cerussita	PbCO_3
Smithsonita	ZnCO_3		
		Grupo da Dolomita (Hexagonal; $R\bar{3}$)	
		Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
		Anquerita	$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$
Carbonatos Monoclinicos com (OH)			
Malaquita	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$		
Azurita	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$		

Fonte: Modificado de Klein; Dutrow, 2008.

3.2.1 Cristalografia básica

Calcita e dolomita são fases integrantes da série de solução sólida $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$. Contudo, mesmo que apresentem similaridades, tais minerais têm estrutura cristalográfica distintas. A estrutura da calcita consiste na alternância de camadas compostas por cátions (Ca^{2+}) e ânions carbonato (CO_3^{2-}). Essas camadas são orientadas perpendicularmente ao longo do eixo cristalográfico c . Os grupos aniônicos CO_3^{2-} invertem sua orientação de forma alternada dentro de camada, como mostra a Figura 19. Assim, os cátions são coordenados por seis átomos de oxigênio, cada um pertencendo a um grupo específico de CO_3^{2-} . Cada átomo de oxigênio, por sua vez, é ligado a dois cátions metálicos pertencentes a camadas catiônicas distintas (Lippmann, 1973).

Figura 19 - Estruturas cristalográficas da Calcita (CaCO_3) e da Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)



Legenda: A) Calcita; B) Dolomita.

Fonte: Modificado de Gregg *et. al.* (2015).

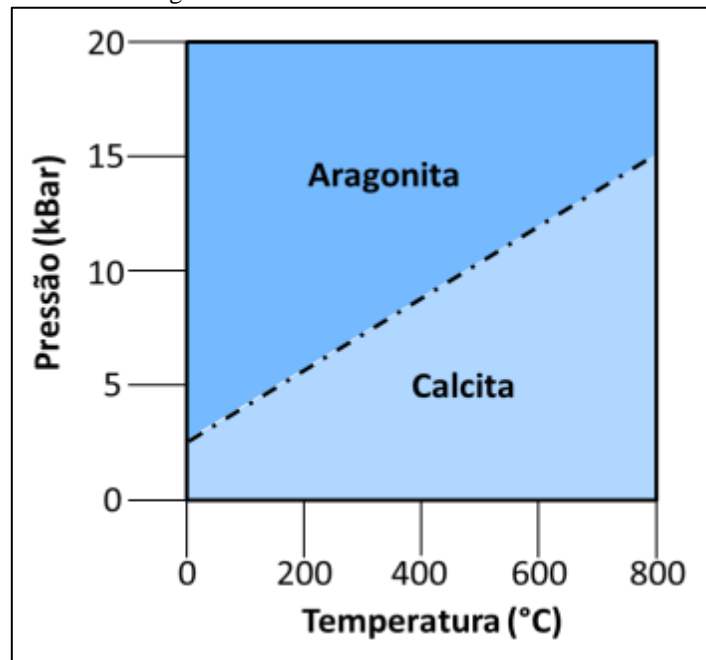
Já a estrutura da dolomita consiste na alternância de camadas de Mg^{2+} e Ca^{2+} , intercaladas a camadas de CO_3^{2-} , e orientadas perpendicularmente ao longo do eixo cristalográfico c (Figura 19). Os grupos de CO_3^{2-} são organizados da mesma maneira que na estrutura da calcita, com cada cátion metálico coordenado por seis átomos de oxigênio. No

entanto, na estrutura da dolomita, a diferença de densidade de carga entre Ca^{2+} e Mg^{2+} (devido a grande diferença de raio iônico) resulta no deslocamento dos átomos de oxigênio em direção do plano de Mg^{2+} (Reeder, 1981).

Os minerais do grupo da aragonita se distinguem dos demais por conter grupos aniônicos CO_3^{2-} combinados com cátions divalentes de grande raio iônico (raios maiores do 1.0 Å). Como consequência, a dimensão do raio não permite uma coordenação estável por seis oxigênios, resultando em uma estrutura ortorrômbica (Klein & Dutrow, 2008). A composição CaCO_3 ocorre tanto na forma de calcita como de aragonita. Isso acontece porque o raio catiônico do Ca é relativamente grande para uma coordenação 6 (calcita), mas é pequena para uma coordenação 9 (aragonita). A Figura 20 ilustra de forma esquemática um diagrama de pressão x temperatura com os campos de estabilidade de cada polimorfo, obtidos experimentalmente.

A vaterita, um polimorfo metaestável da calcita, é muito raramente observado na natureza. Sua estrutura hexagonal apresenta similaridades com a da aragonita, mas difere substancialmente da estrutura da calcita.

Figura 20 - Diagrama de Pressão x Temperatura com os campos de estabilidade dos polimorfos de CaCO_3 , calcita e aragonita



Fonte: Modificado de Klein; Dutrow, 2008.

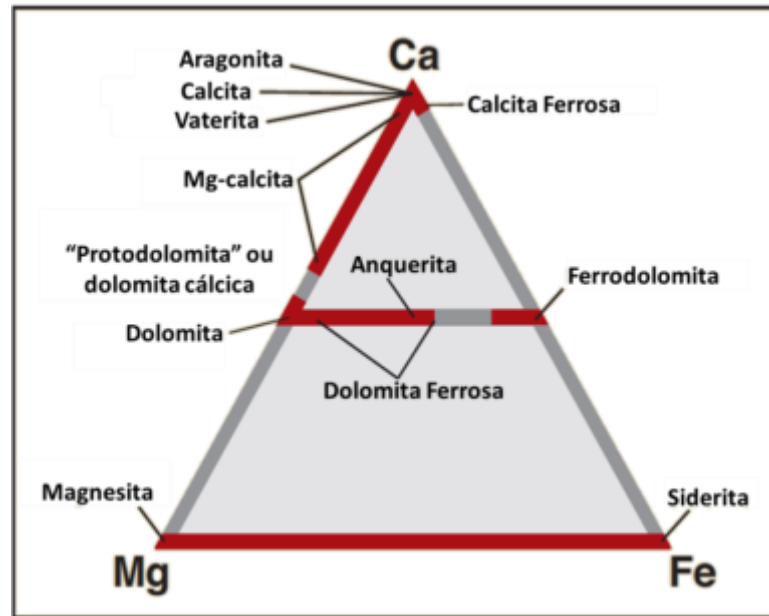
3.2.2 Soluções sólidas

O cátion Ca^{2+} da fórmula da calcita pode ser substituído por uma variedade de elementos, dentre eles pode-se citar sete que formam isotipos da calcita: Cd (otavita), Mn (rodocrosita), Fe (siderita), Co (esfaerocobaltita), Zn (smithsonita), Mg (magnesita), e Ni (gaspéita). Algumas das propriedades estruturais mais importantes desses minerais como, por exemplo, o comprimento das ligações M-O e o volume de cela cristalina, variam de acordo com o raio iônico dos cátions. Soluções sólidas isomórficas entre calcita e os minerais supracitados são comuns (Tucker & Wright, 1990).

A magnitude da diferença de raio catiônico entre os minerais pontos terminais gera duas categorias de soluções sólidas: Na primeira, quando tal diferença é pequena, ocorre miscibilidade completa entre os minerais. Já na segunda categoria, onde há diferenças significativas de raio, ocorre apenas uma miscibilidade limitada. A segunda categoria inclui a série de solução sólida natural mais importante: A série CaCO_3 (calcita) – $\text{Ca.Mg}(\text{CO}_3)_2$ (dolomita) – MgCO_3 (magnesita) (Tucker & Wright, 1990). A Figura 21 mostra as séries de soluções sólidas cujos minerais são frequentemente observados nos ambientes carbonáticos atuais e no registro geológico.

Os cátions mais comuns que podem substituir o Ca^{2+} na estrutura da aragonita são o Sr (estroncianita), Pb (cerussita) e Ba (witherita). Soluções sólidas podem ocorrer entre esses minerais. Como exemplo pode-se citar a solução CaCO_3 – $\text{Ba.Ca}(\text{CO}_3)_2$ (baritocalcita) – BaCO_3 (Klein & Dutrow, 2008). No entanto, apenas a aragonita ocorre em quantidades significativas em rochas carbonáticas. A estrutura da aragonita também pode conter até 14 mol % de SrCO_3 e 2.5 mol % de PbCO_3 (Speer, 1983).

Figura 21 - Diagrama Ternário Ca-Mg-Fe com as soluções sólidas dos minerais carbonáticos mais frequentes



Fonte: Modificado de SCHOLLE; Ulmer-Scholle, 2003.

3.2.3 Minerais carbonáticos com alto teor de magnésio

A série de solução sólida CaCO_3 (calcita) – $\text{Ca.Mg}(\text{CO}_3)_2$ (dolomita) – MgCO_3 (magnesita) é importante para a sedimentologia de rochas carbonáticas, pois contém minerais de composição intermediária que são frequentemente observados em sistemas antigos e/ou recentes. Nesse contexto, Gregg *et al.* (2015) apresentaram as características básicas desses minerais carbonáticos magnesianos, que serão detalhados a seguir.

3.2.3.1 Calcita magnesiana

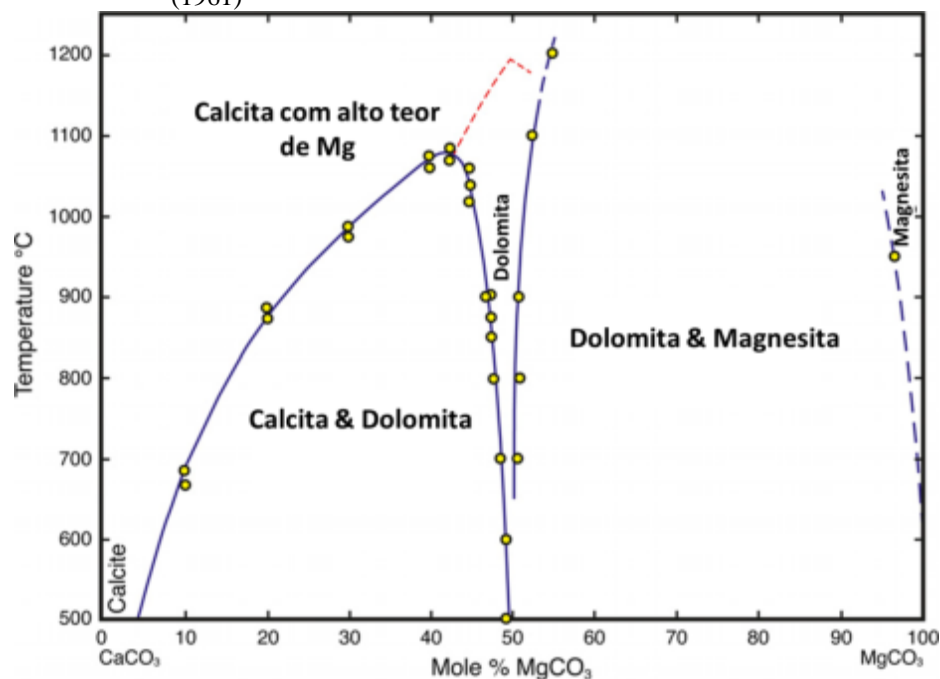
A calcita magnesiana (*High-magnesium calcite* – HMC) é a calcita que contém um número significativo de cátions Mg^{2+} randomicamente substituindo cátions de Ca^{2+} em um único sítio catiônico. Tipicamente, calcitas contendo mais de 4 mol % de MgCO_3 são consideradas

calcitas magnesianas (Tucker & Wright, 1990). A calcita magnesiana pode apresentar conteúdos muito altos de magnésio, chegando a ter composições próximas a da dolomita. Porém, não apresentam ordenamento catiônico típicos desse mineral. Nesse caso, Gregg *et. al.* (2015) propõe o termo “calcita com teor muito alto de magnésio” (*very high-Mg calcite* – VHMC).

Em ambientes marinhos, a calcita magnesiana é metaestável, mas ocorre frequentemente em ambientes marinhos do recente e do Neógeno, com conteúdo de $MgCO_3$ variando entre 4 mol % até mais de 30 mol % (Tucker ; Wright, 1990).

Experimentalmente, Goldsmith & Heard (1961) sintetizaram calcita magnesiana, dolomita e magnesita a temperaturas entre $700^\circ C$ e $1200^\circ C$ (Figura 21). Os autores observaram que a calcita magnesiana é estável a temperaturas acima de *ca* $1200^\circ C$ e em pressões elevadas, com composição de até mais de 50 mol % de $MgCO_3$. A estrutura ordenada típica da dolomita ocorre em composições maiores do que *ca* 43 mol% de $MgCO_3$ e em temperaturas e pressões mais baixas (em temperaturas mais baixas do que *ca* de $1075^\circ C$, minerais de composição de $MgCO_3$ intermediárias exsolvem em calcita e dolomita). Em temperaturas próximas a ambiente, a calcita magnesiana é instável.

Figura 22 - Gráfico de Temperatura x Concentração de $MgCO_3$ com as fases minerais sintetizadas experimentalmente por Goldsmith & Heard (1961)



Fonte: Modificado de GREGG *et al.*, 2015.

3.2.3.2 Dolomita cálcica

Muitas dolomitas naturais tem enriquecimento em Ca^{2+} , apresentando a fórmula geral $\text{Ca}_{1+n}\text{Mg}_{1-n}(\text{CO}_3)_2$. Essas dolomitas são chamadas de cálcicas. Esse tipo de dolomita é metaestável em relação à dolomita estequiométrica em temperaturas e pressões ambientes (Gregg *et al.*, 2015). Algumas dolomitas cálcicas mais antigas, com teores entre 1 e 3 mol% de excesso de CaCO_3 apresentam microestrutura bandada, alternando bandas claras e escuras (lamelas) na escala de 100 a 200 Å, podendo ser observada em microscópio de luz transmitida (Reeder, 1981). Contudo, essa estrutura provavelmente não é primária, podendo ter se desenvolvido durante processos diagenéticos de dissolução e precipitação.

3.2.3.3 Dolomita ferrosa e anquerita

A maior parte das dolomitas naturais contém uma pequena quantidade (até 2 mol%) de Fe e traços de Mn (até algumas centenas de ppm) em sua composição. Por sua vez, a dolomita ferrosa é definida como a dolomita que apresenta mais de 2 mol% de FeCO_3 (Tucker & Wright, 1990). A anquerita pura, cuja a fórmula é $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, o análogo de ferro da dolomita, nunca foi encontrada na natureza, e sua síntese em laboratório é difícil (Lippmann, 1973). Por terem raios iônicos semelhantes, Fe^{2+} substitui o Mg^{2+} na fórmula da anquerita. A composição da dolomita ferrosa e anquerita naturais varia até o máximo de $\text{CaMg}_{0.5}\text{Fe}_{0.5}(\text{CO}_3)_2$, ou seja, com metade dos sítios de Mg^{2+} substituídos por Fe^{2+} . A anquerita frequentemente apresenta um excesso de Ca^{2+} em sua estrutura (Lippmann, 1973), e pode apresentar um pequeno conteúdo de Mn^{2+} , que também substitui o Mg^{2+} .

A divisão composicional entre a dolomita ferrosa e a anquerita não é bem definida na literatura. Deer *et al.* (1992) utilizam o termo anquerita para dolomitas ferrosas com teores de $\text{Fe}(\text{Mn})\text{CO}_3$ maiores ou iguais a 10 mol%. Já Hendry (2003) define a anquerita como uma dolomita com razão $\text{Mg}^{2+}:\text{Fe}^{2+}$ maior ou igual a 4:1. No entanto, essas definições não estão de acordo com as recomendações da Associação Internacional de Mineralogia, que sugere que

apenas carbonatos de composição Ca-Mg-Fe com menos de 50 mol% de Fe^{2+} no sítio do Mg^{2+} deve ser chamado de dolomita. Portanto, segundo esse critério, a anquerita natural é extremamente rara.

3.3 Sedimentação carbonática em contexto lacustre

Como abordado nos tópicos anteriores, os carbonatos da Formação Barra Velha foram depositados em um sistema lacustre, provavelmente sem influência marinha. Se comparados com os carbonatos marinhos, sistemas carbonáticos lacustres foram muito pouco estudados, principalmente devido ao fato de serem menos abundantes no registro geológico. No entanto, as descobertas de grandes acumulações de petróleo nesse tipo de ambiente, como é caso do Pré-Sal da Bacia de Santos, vem despertando o interesse da comunidade geológica para esse tipo de ambiente.

Lagos são sistemas dinâmicos e extremamente sensíveis a mudanças climáticas e de pluviosidade (mesmo que sutis), o que não ocorre em sistemas marinhos. Assim, sistemas lacustres são muito menos estáveis, resultando em padrões de distribuição faciológica lateral e verticalmente mais complexos que os depósitos francamente marinhos, e devem ser estudados em uma escala de maior detalhe (Tucker & Wright, 1990). Além disso, apesar de apresentarem uma menor diversidade da biota, processos biológicos e químicos estão muito mais relacionados em comparação aos sistemas marinhos (Tucker & Wright, 1990). Um grande volume dos carbonatos precipitados em lagos tem origem bioinduzida, e não há análogos marinhos diretos para esses depósitos (Tucker & Wright, 1990). Por fim, aspectos físicos e hidrológicos, como a presença de estratificação da lâmina d'água, adicionam ainda mais complexidade a esse ambiente.

Lagos carbonáticos podem ocorrer em uma grande gama de contextos tectônicos, apresentando morfologia e também tamanhos variados. Todavia, grandes sistemas lacustres têm origem tectônica. Como exemplo pode-se citar o sistema de lagos do rifte Leste Africano, mas principalmente os grandes depósitos lacustres que formam o Pré-Sal das margens atlântica e africana, que são alvo deste estudo.

Portanto, sistemas lacustres apresentam uma série de peculiaridades em comparação aos sistemas marinhos que devem ser levadas em conta quando são estudados, o que torna esses estudos particularmente desafiadores. Nesse capítulo serão discutidas as principais características da sedimentação carbonática em contexto lacustre.

3.3.1 Hidrologia e tipos de bacias lacustres

O sistema hidrológico de um lago tem um controle importante nos processos sedimentológicos atuantes e também na estratigrafia. Isso ocorre porque, diferentemente de sistemas marinhos, há uma forte ligação entre variações do nível do lago e o aporte sedimentar, que é dado principalmente pela descarga fluvial no lago, e esta por sua vez é dependente da hidrologia da bacia lacustre. (Bohacs *et al.*, 2000).

Uma classificação possível para sistemas lacustres considera se estes são hidrologicamente fechados ou abertos (Tucker & Wright, 1990). Sistemas lacustres abertos apresentam saídas permanentes de água. São sistemas hidrologicamente equilibrados, com entrada de água pela rede de drenagem circundante e através da precipitação. Esse influxo é balanceado pela evaporação e também pela saída de água através de drenagens e de rios. Devido a esse equilíbrio, não são observadas grandes variações do nível do lago. Assim, a linha de costa é relativamente estável, sem incrementos de salinidade ou alcalinidade.

Nos sistemas lacustres fechados não ocorre saídas permanentes de água. Consequentemente, o nível do lago e a composição química da coluna d'água são fortemente controlados pelo balanço entre o influxo de água pelo sistema de drenagem, pela precipitação e evaporação. Assim, flutuações no nível do lago resultam em importantes mudanças da linha de costa, o que resulta em uma ciclicidade bem marcada no registro geológico.

É importante ressaltar que mudanças climáticas e de padrões de drenagem causadas por movimentos tectônicos podem afetar radicalmente a hidrologia de um sistema lacustre. Assim, sistemas hidrologicamente fechados podem torna-se abertos e, da mesma forma, sistemas abertos podem tornar-se fechados. Essas mudanças na hidrologia do lago resultarão em depósitos com características distintas.

Bohacs *et al.* (2000) propõem em sua classificação que a ocorrência, distribuição e o caráter de uma bacia lacustre são definidas não só por sua hidrologia, que têm como principais controles o clima e o suprimento de água, mas também as taxas de geração de espaço de acomodação, que têm um forte controle tectônico (Figura 23). Com base nessas premissas, os autores descrevem três modelos distintos de lagos: *overfilled*, *balanced-fill* e *underfilled*.

Os lagos do tipo *overfilled* ocorrem quando o suprimento de água+sedimentos consistentemente supera as taxas de geração de espaço de acomodação. A hidrologia resultante é a de um sistema aberto, com constante extravasamento de água por seu vertedouro. As flutuações do nível do lago causadas por mudanças climáticas são mínimas, já que há um balanço entre a entrada e saída de água.

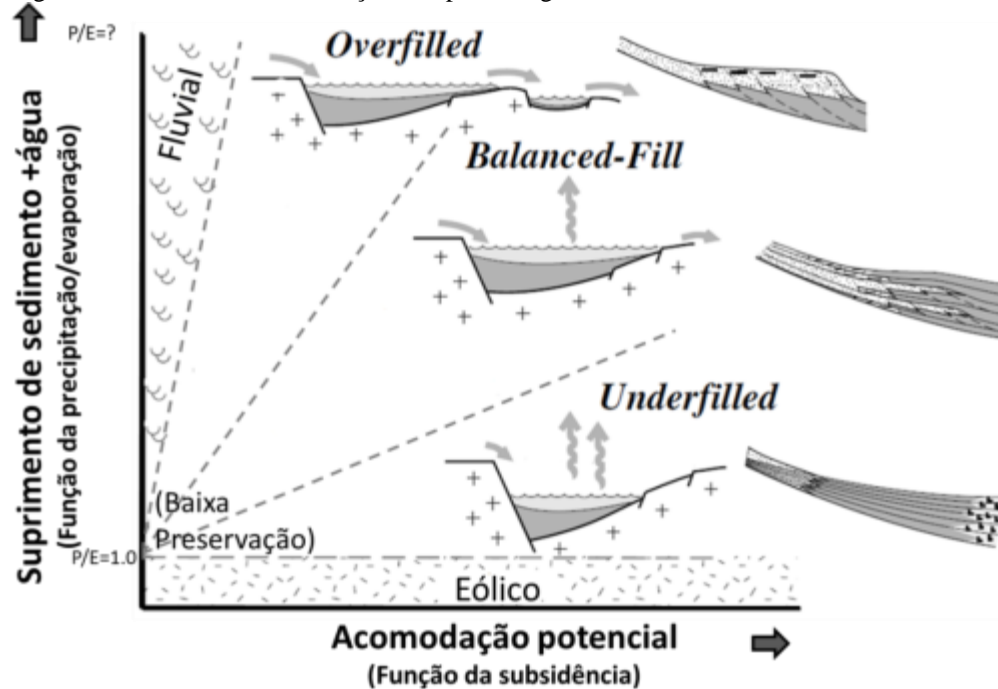
Os lagos do tipo *balanced-fill* ocorrem quando o suprimento de água+sedimentos e as taxas de geração de espaço de acomodação estão em equilíbrio durante a deposição. O influxo de água é suficiente para preencher o espaço de acomodação disponível, mas está sempre em equilíbrio com a saída de água do sistema. Como resultado, flutuações no nível do lago controladas por mudanças climáticas são comuns. A hidrologia desse tipo de bacia lacustre é fechada quando o nível do lago está baixo e aberta quando o nível está alto.

Os lagos do tipo *underfilled* ocorrem quando as taxas de acomodação consistentemente superam o suprimento de água+sedimentos, resultando em um sistema hidrologicamente fechado. Os depósitos identificados nesse tipo de bacia são os típicos de lagos efêmeros, intercalados a depósitos de lagos mais perenes, o que resulta em litologias muito contrastantes, comumente associadas a evaporitos.

É comum que bacias lacustres evoluam de um tipo de lago para outro, principalmente devido a mudanças climáticas ou na taxa de subsidência. Essa evolução ocorre em um padrão previsível, comumente passando de um lago do tipo *overfilled* para um *balanced-fill*, por fim tornando-se do tipo *underfilled* (Lambiase *et al.*, 1990). Essa evolução foi identificada por Ceraldi & Green (2017) nos depósitos lacustres rifte e pós-rifte das bacias marginais brasileiras e africanas. Segundo estes autores, a passagem dos depósitos ricos em bioclastos de bivalves da fase rifte (Fm. Itapema na Bacia de Santos) para os carbonatos ditos “microbiais” da fase pós-rifte (Fm. Barra Velha na Bacia de Santos) corresponderia à mudança de um sistema lacustre do tipo *balanced-fill*, com água doce a salobra, para um sistema do tipo *underfilled*, com condições de altas salinidades e alcalinidade, o que resultou na precipitação de argilominerais magnesianos

e em uma escassez fossilífera. Assim, a subsidência diferencial em relação ao Alto de Florianópolis, localizado ao sul da Bacia de Santos, progressivamente gerou um sistema lacustre hidrologicamente fechado, e possivelmente abaixo do nível do mar.

Figura 23 - Gráfico de classificação de tipos de lagos



Legenda: Eixo y: suprimento de sedimentos + água; eixo x: acomodação potencial. A interação desses dois controles tem grande influência na litologia, no empilhamento estratal, na biota e na geoquímica dos depósitos do lago.

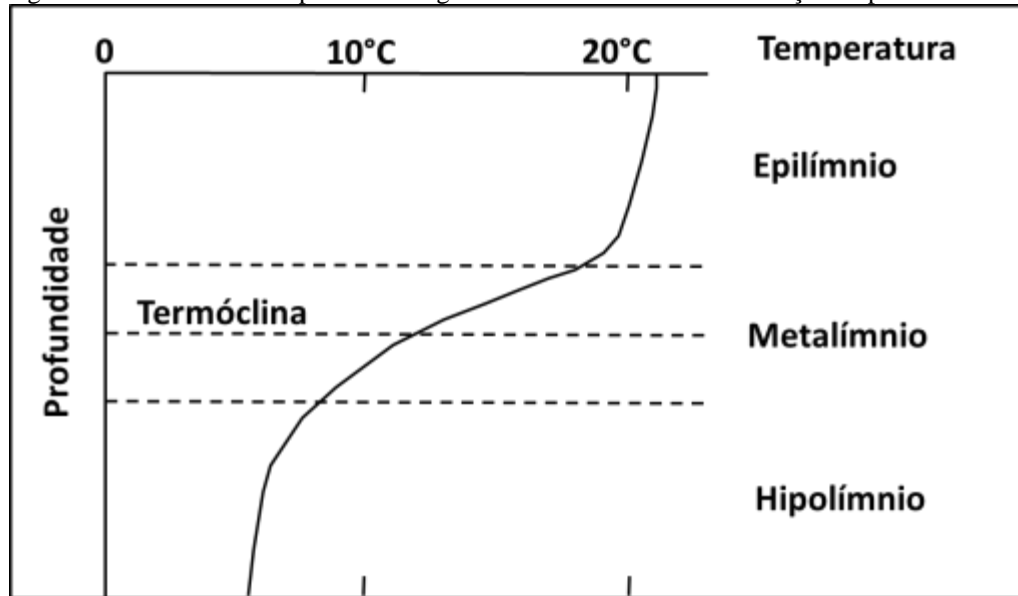
Fonte: Modificado de Bohacs *et al.* (2000).

3.3.2 Estratificação

Um fenômeno físico importante que comumente ocorre em lagos é a presença de estratificação da coluna d'água em termos de temperatura e/ou salinidade.

Usualmente a radiação solar é a principal fonte de calor em um lago, e o seu poder de aquecimento diminui com a profundidade, resultando em uma variação de temperatura em função da profundidade como ilustrado na Figura 24.

Figura 24 - Gráfico da Temperatura da água em sistemas lacustres em função da profundidade.



Fonte: Modificado de Tucker & Wright (1990).

A densidade da água é função principalmente da sua temperatura, sendo que a 4°C apresenta sua densidade máxima. Conseqüentemente, as águas superficiais (mais quentes) são mais leves e sobrepõem águas mais densas e frias. Nos lagos termicamente estratificados, a zona superficial de águas mais quentes é chamada de epilímnio, e a zona inferior composta por águas mais frias é chamada de hipolímnio. Essas duas zonas são separadas pela metalímnio, que é a zona onde a variação de temperatura com a profundidade é mais rápida. O plano de máxima taxa de variação de temperatura é denominado termóclina (Tucker & Wright, 1990).

As águas mais leves e quentes que compõem o epilímnio são facilmente misturadas pela ação do vento e as circulações diárias e sazonais são comuns. Todavia, as águas presentes no hipolímnio dificilmente apresentam circulação ou mistura com a camada superficial, o que pode gerar anoxia no fundo do lago.

A estabilidade da estratificação depende do tamanho e da geometria do lago. Além disso, principalmente em climas frios, o resfriamento das águas superficiais pode causar movimentação e mistura da água do lago. Se esse processo causar uma mistura completa da água do lago este é chamado de holomítico. Lagos oligomíticos raramente passam por eventos de mistura. Correspondem a lagos tropicais pequenos e muito profundos, onde ocorre baixa variação de temperatura com a profundidade. Já os lagos polimíticos ou não se estratificam ou apresentam

uma estratificação térmica efêmera durante o período diurno. Estes lagos podem ocorrer em contextos diferentes e usualmente são expostos a ação do vento (Tucker & Wright, 1990).

Uma vez que seja estabelecida uma estratificação térmica, lagos podem tornar-se quimicamente estratificados. Esse fenômeno é especialmente comum em lagos salinos, onde uma salmoura de alta densidade pode ocorrer na zona mais profunda do lago. Nesse tipo de lago a estratificação química é muito estável, e dificilmente ocorre mistura de águas. Dessa forma, a densidade da água também é função de sua salinidade e do volume de sedimentos suspensos na água do lago. A camada superior, menos salina, é chamada de mixolímnio, e a camada inferior, mais salina e densa, é chamada de monimolímnio. Essas zonas são separadas por um plano de máxima taxa de variação de salinidade chamado quimióclina.

A consequência mais importante dessa estratificação prolongada em termos sedimentológicos é que a camada inferior fica estagnada e se torna anóxica. Portanto, não há fauna bentônica no fundo desses lagos. Em adição, a anoxia resulta na redução da degradação da matéria orgânica, que é mais facilmente preservada.

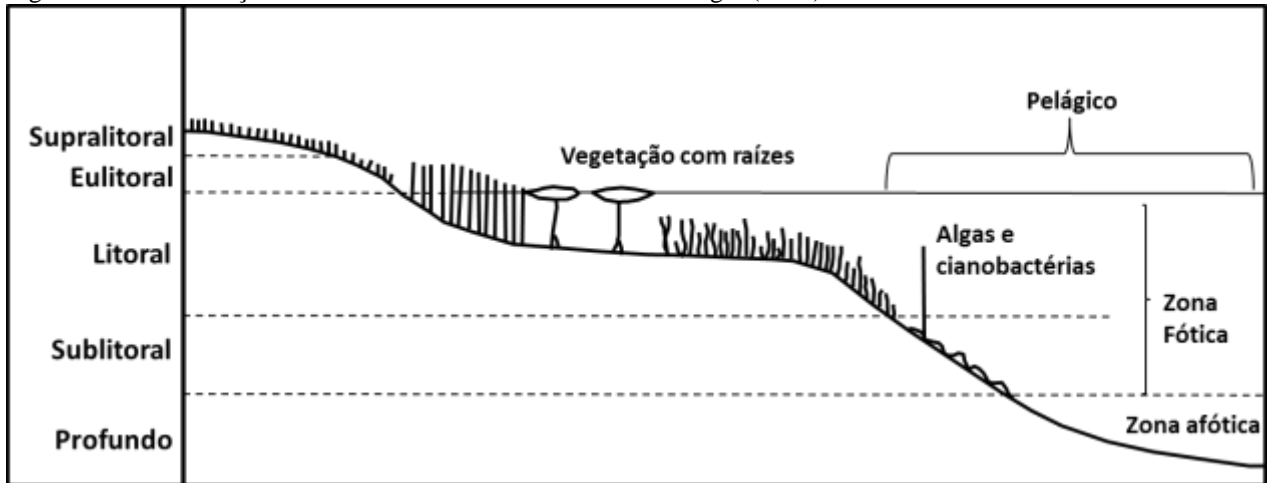
3.3.3 Ambientes deposicionais

Segundo Tucker & Wright (1990), os ambientes deposicionais presentes em um sistema lacustre geralmente são observados e definidos de acordo com critérios biológicos. Portanto, são de difícil identificação no registro geológico. Esses mesmos autores propuseram uma classificação de 6 ambientes lacustres baseados nesses critérios, sendo que essa classificação se mostra especialmente adequada a lagos abertos (Figura 25).

A zona litoral normalmente é classificada como a zona onde ocorrem macrófitas com raízes, podendo se estender até profundidades de 12 metros ou mais, ou seja, abaixo do nível base de onda, estando sempre submersa. A zona eulitoral ocorre entre os níveis máximo e mínimo do nível do lago. Acima da zona eulitoral ocorre a zona supralitoral, que é raramente inundada. A zona sublitoral apresenta menor abundância de plantas verdes, mas ainda se encontra na zona fótica, podendo ser colonizada por algas e cianobactérias. A zona profunda é localizada na zona afótica, e tipicamente, mas não sempre, corresponde a zona abaixo da termóclina. A zona

profunda também é chamada de zona limnética, e consiste em uma zona de lago aberto, com ocorrência de fauna planctônica.

Figura 25 - Classificação de ambientes lacustres de Tucker & Wright (1990)



Fonte: Tucker & Wright (1990).

3.3.4 Processos sedimentares

A sedimentação em lagos carbonáticos é influenciada por processos químicos, físicos e biológicos. Esses processos atuam de forma distinta em relação ao ambiente marinho e serão mais detalhados abaixo.

3.3.4.1 Processos físicos

O movimento da água em lagos é predominantemente induzido pela ação do vento, já que a ação de correntes de maré é desprezível mesmo em lagos de grandes extensões. Portanto, é possível afirmar que a ação do vento é o processo físico mais importante em um sistema lacustre (Tucker & Wright, 1990).

A interação do vento com a superfície do lago gera ondas, que afetam a movimentação dos sedimentos e causam turbulência no epilímnio, suscitando circulação e mistura de águas. Nas porções mais rasas, a ação de ondas pode afetar o fundo do lago. Terraços originados por onda são comuns, sendo reconhecidos também em depósitos carbonáticos lacustres antigos (Swirydczuk *et al.*, 1980). Feições típicas de ambientes costeiros como, por exemplo, barras, podem estar presentes (Tucker & Wright, 1990).

Além das correntes induzidas pelo vento, que são as mais importantes, outros tipos de correntes podem atuar em lagos. Dentre elas destaca-se: correntes de retorno; correntes resultantes do aquecimento da água em regiões mais rasas e próximas as bordas; e correntes derivadas do influxo de águas fluviais (Tucker & Wright, 1990). As águas fluviais normalmente são mais densas que a água do lago, e podem resultar em fluxos de densidade em direção ao fundo, denominados fluxos hiperpicnais.

Nas proximidades de deltas, material clástico se deposita através de plumas, pois a densidade do fluido que adentra é menor que a do corpo aquoso, tais fluxos são denominados hipopicnais. Além disso, correntes de turbidez são comuns em lagos, podendo redistribuir o material depositado em seu talude. Fluxos turbidíficos podem ocorrer em taludes com declividades baixas (até 5°), e resultam em laminas com gradação normal, especialmente na zona profunda (Tucker & Wright, 1990).

3.3.4.2 Processos químicos

Os processos químicos atuantes em um lago são intrinsecamente dependentes de sua hidrologia (Tucker & Wright, 1990). Assim, uma discussão geral sobre esses processos deve levar em conta a precipitação de carbonatos em águas saturadas, e a evolução de salmouras em sistemas hidrologicamente fechados (Tucker & Wright, 1990).

Segundo Jones; Bowser (1978), o carbonato de cálcio presente nos sedimentos lacustres tem quatro fontes principais:

- a) carbonatos detríticos derivados do retrabalhamento fluvial de depósitos mais antigos que circundam o lago ou de erosão costeira. Inclui-se nesse grupo os carbonatos lacustres retrabalhados durante quedas do nível do lago;
- b) carbonatos biogênicos derivados de carapaças de vários tipos de organismos, como moluscos, carófitas e fitoplâncton;
- c) carbonatos inorganicamente precipitados, sendo que grande parte deles são bioinduzidos;
- d) carbonatos diagenéticos, produzidos pela alteração pós-deposicional de outros minerais carbonáticos.

Como visto anteriormente, a temperatura e a pressão de CO_2 são controles importantes na precipitação de carbonato de cálcio, sendo que o aumento da temperatura da água e a diminuição da pressão de CO_2 levam a sua precipitação. Todavia, em sistemas lacustres, a remoção de CO_2 dissolvido na água é o principal fator que induz sua precipitação. A precipitação de minerais carbonáticos também pode resultar da supersaturação gerada por evaporação em lagos hidrologicamente fechados ou pela ressurgência de águas do hipolímnio em lagos temperados (Tucker & Wright, 1990).

O principal mecanismo de remoção de CO_2 da água é a fotossíntese, que resulta na precipitação bioinduzida de CaCO_3 , ocorrendo de forma intensa nos períodos mais quentes do ano. A degaseificação também ocorre devido a agitação gerada por ondas, podendo causar o recobrimento de grãos por CaCO_3 . A interação de águas ricas em Ca provenientes de *springs*, *vents* hidrotermais e rios com a água do lago rica em CO_3 , e vice-versa, também resultam na precipitação de carbonatos. Esse processo tem como resultado a formação de pináculos de tufa e travertinos como os observados nos lagos americanos *Mono Lake* (Califórnia), e *Pyramid Lake* (Nevada)

Em lagos abertos, o mineral carbonático mais comum é a calcita com baixo teor de magnésio. No entanto, a depender da razão Mg/Ca, outros minerais carbonáticos podem ocorrer. Calcita alto magnésio é precipitada com razões Mg/Ca entre 2 e 12. Já a dolomita é precipitada com razões entre 7 e 12 (Müller & Wagner, 1978).

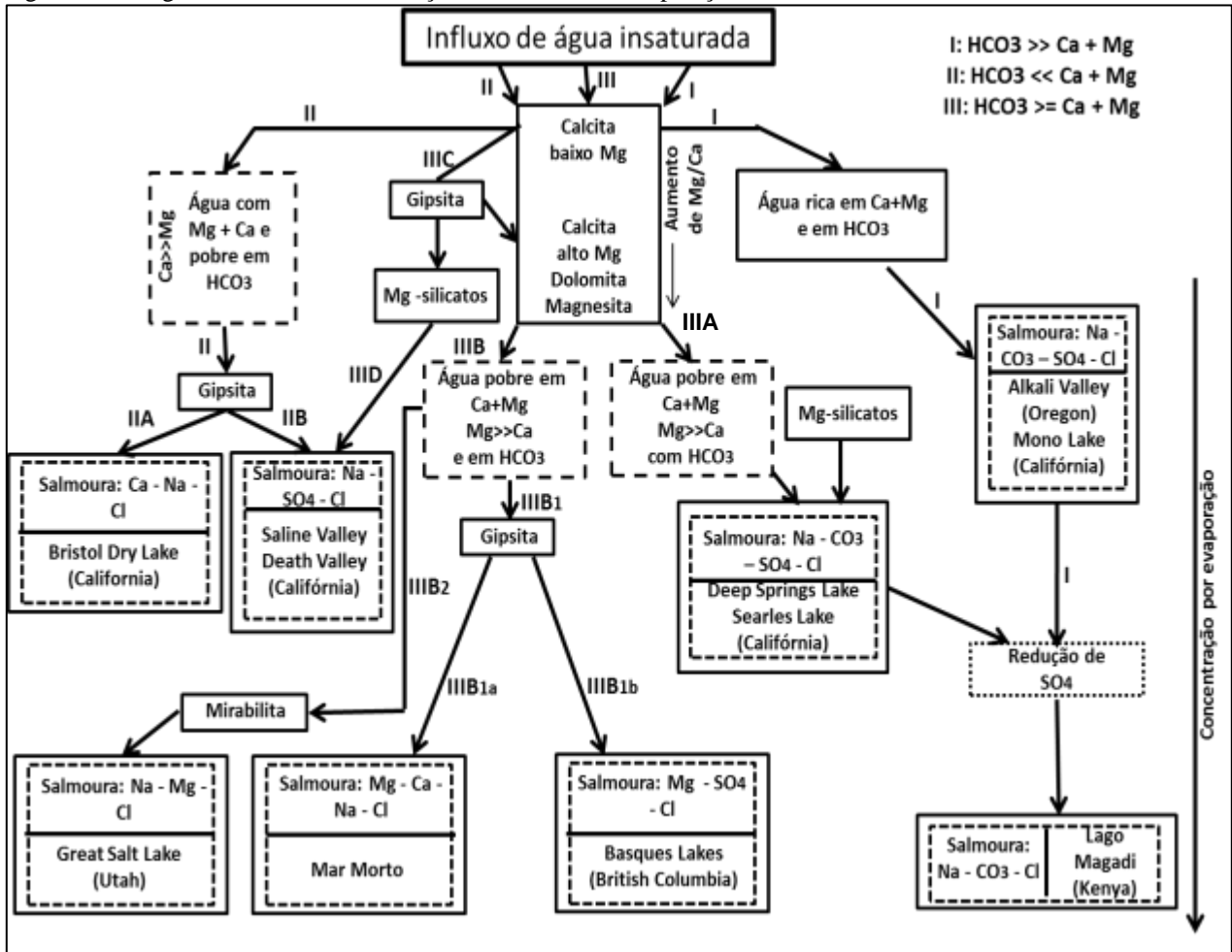
Em ambientes hidrologicamente fechados a água do lago torna-se progressivamente enriquecida em íons, com conseqüente aumento da salinidade, sendo que a composição da salmoura é dependente da natureza e mineralogia das rochas do embasamento. No entanto, os

primeiros precipitados de uma salmoura que atinge seu limite de saturação são os carbonatos alcalinos terrosos, calcita e dolomita. No caso dos lagos abertos, a natureza do precipitado depende da razão Mg/Ca (Tucker & Wright, 1990).

A depender da relação de concentração entre os íons HCO_3^- e Ca, a evolução da salmoura pode seguir diferentes caminhos, como mostrado na Figura 26. Se a água do lago for enriquecida em HCO_3^- em comparação ao Ca^{2+} e Mg^{2+} , após a precipitação de calcita e dolomita, carbonatos de Na são os próximos a precipitar (caminho I, Figura 26). Assim, minerais como trona ($\text{Na}_3\text{HCO}_3\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), nacolita (NaHCO_3) e natrolita ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) serão formados. Tais minerais sódicos são exclusivos de ambientes não marinhos (Tucker & Wright, 1990). Se a composição inicial da água apresentar teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} muito superiores ao HCO_3^- , após os primeiros precipitados, as salmouras se tornam enriquecidas em metais alcalino-terrosos, mas depletadas em CO_3 e HCO_3^- . Consequentemente, pouco carbonato será formado (caminho II, Figura 26) resultando na precipitação de sulfatos (gipsita, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Por fim, se a composição inicial da salmoura apresentar teores de HCO_3^- semelhantes aos de Ca^{2+} e Mg^{2+} (caminho III, Figura 26), ocorrerá extensiva precipitação de carbonatos. A formação inicial de calcita resulta na depleção de Ca^{2+} e, conseqüentemente, o aumento progressivo da razão Mg/Ca, acarretando a precipitação de calcita com alto teor de magnésio, dolomita e até mesmo magnesita, sucessivamente. Essa evolução mineralógica foi descrita por Spencer *et al* (1981, *apud* Tucker & Wright, 1990) nos depósitos do *Great Salt Lake* (Utah). Herlinger Jr *et al.* (2017) descreveram uma mineralogia semelhante na Formação Macabú, Bacia de Campos.

Os minerais finais precipitados usualmente são sais de Na e Mg. Contudo, outros sais podem ser formados pela reação entre a salmoura e os minerais precipitados inicialmente (Figura 26).

Figura 26 - Diagrama mostrando a evolução das diferentes composições de salmouras



Legenda: Os retângulos com linhas contínuas representam precipitados críticos, e aqueles com contorno tracejado são as composições típicas de águas. Os retângulos com linha contínuas e tracejada mostram os tipos finais de salmouras juntamente com exemplos de lagos salinos atuais.

Fonte: Modificado de Tucker & Wright (1990).

3.3.4.3 Processos biológicos

A biota de um sistema lacustre muito influencia a sedimentação, tendo peso ainda maior que nos ambientes carbonáticos marinhos. Plantas são particularmente importantes, já que produzem carbonato através da calcificação biologicamente influenciada ou através da bioindução da precipitação. Carófitas, pequenas plantas aquáticas, são as espécies de vegetais que mais contribuem para a precipitação direta de carbonato de cálcio. A presença de carófitas no

registro geológico é normalmente interpretada como uma evidência de água doce. Contudo, algumas espécies são resistentes a salinidades de até 70% (Burne *et al.*,1980). Algumas espécies de algas microscópicas também apresentam calcificação direta, gerando carapaças calcárias. No entanto, ao contrário dos sedimentos marinhos, esse material biogênico tem pouca importância para a sedimentação carbonáticas lacustre profunda.

Microrganismos também tem um papel crucial na formação de biohermas, como por exemplo *mounds* de tufa e estromatólitos, além de induzirem a formação de oncóides. Essas formações carbonáticas são muito comuns em sistemas lacustres, e compõe depósitos extensos em lagos temperados e também em sistemas salinos-alcálicos (Tucker & Wright,1990). Os biohermas apresentam tamanhos diversos, podendo variar de poucos centímetros até muitos metros de espessura. Esses carbonatos normalmente ocorrem nas zonas litoral e sublitoral, se estendendo até mais de 10 m de profundidade (Tucker & Wright,1990). É comum que biohermas se desenvolvam em áreas não colonizadas por plantas superiores, mas expostas a luz do sol.

A fauna de um sistema lacustre também tem um papel importante na sedimentação. Moluscos e ostracodes são componentes frequentes deste sistema, sendo úteis em estudos paleoambientais. Ostracodes também são indicadores sensíveis da composição química do lago.

A bioturbação é um dos processos biológicos importantes mais frequentes, não só em ambientes lacustres como em ambientes marinhos. Esse processo é causado pela atividade de organismos bentônicos e pela presença de raízes de plantas.

Por fim, a bioerosão é um processo recorrente principalmente em lagos temperados, e resulta da atividade biológica que causa abrasão do substrato ou dos grãos carbonáticos (Tucker & Wright, 1990).

3.4 Análogos aplicáveis aos depósitos carbonáticos da Formação Barra Velha

O estudo e caracterização dos carbonatos aptianos da Bacia de Santos é muito dificultado por seu acesso limitado e pela ausência de afloramentos. Como instrumentos de investigação, dispõe-se apenas de seções e volumes sísmicos e alguns testemunhos. Assim, a compreensão das geometrias e disposição lateral desses depósitos muitas vezes dependem de estudos de ambientes análogos, sendo eles de sistemas atuais ou do registro geológico. Análogos modernos são particularmente úteis para o estudo e identificação de processos sedimentares que podem ter atuado durante a deposição da formação em estudo. Porém, deve-se tomar cuidado com a escala de tempo de observação desses análogos, pois muitas vezes não é levado em conta o quão adequado para comparações pode ser um tempo geológico muito recente, e qual o efeito de eventos episódicos ou catastróficos no registro sedimentar (Dott, 1982).

Com esse objetivo em vista, serão descritos sucintamente, como exemplos de sistemas lacustres atuais, os lagos alcalinos americanos (Great Salt Lake, Utah, e Pyramid Lake, Nevada); os lagos do sistema de rifte do leste africano (Tanganica e Abhé). Como análogos do registro geológico, serão descritas a Formação *Green River* (Wyoming e Utah, EUA) e a Formação Yacoraite (Bacia de Salta, Argentina). Esses análogos foram escolhidos por apresentarem depósitos com geometrias distintos, mas cujos processos deposicionais (bióticos ou abióticos) podem de alguma forma ter atuado na deposição das rochas carbonáticas que compõe a Formação Barra Velha.

3.4.1 Ambientes carbonáticos lacustres modernos

3.4.1.1 *Great Salt Lake* (Utah) e *Pyramid Lake* (Nevada)

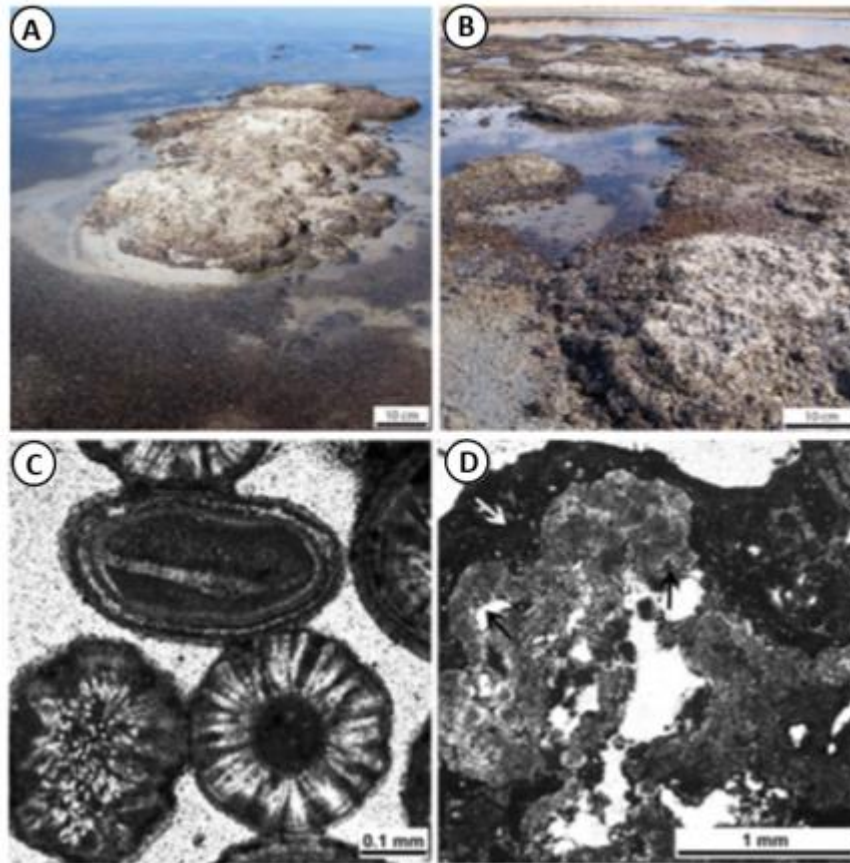
O *Great Salt Lake* é um exemplo atual de um lago raso hipersalino controlado estruturalmente por falhas distensionais de baixo ângulo associadas a falhas lítricas de alto ângulo (Jones *et al.* 2009; Colman *et al.* 2002). As margens do lago consistem em rampas

carbonáticas levemente inclinadas de alta energia, caracterizadas pela presença de *grainstones* oolíticos e biohermas estromatolíticas, esses últimos se estendendo até 4 m de profundidade. Os biohermas do *Great Salt Lake* começaram a se formar há pelo menos 13 mil anos, e a precipitação carbonática é ativa atualmente (Pedone & Folk, 1996).

A geometria dos biohermas do *Great Salt Lake* varia de acordo com sua localização e a profundidade da lâmina d'água (Della Porta, 2015). Em *Bridger Bay* e a norte da *Antelope Island* ocorrem estruturas dômicas com formas circulares em corte (0.2 – 1.2 m de diâmetro). As bioconstruções temporariamente expostas durante períodos de seca mostram um relevo deposicional de 10 a 15 cm, podendo ser maiores em lâminas d'água mais profundas (Figura 27). Os biohermas se desenvolvem de forma isolada ou se coalescem para formar grandes estruturas dômicas, podendo atingir até 10m de diâmetro. Em *Promontory Point*, as bioconstruções tem formato lenticular e alongado, e são orientados de forma perpendicular a linha de costa (Della Porta, 2015). Os biohermas associam-se a canais rasos de *grainstones* oolíticos. Mesmo assim formam cinturões contínuos subparalelos a linha de costa, podendo se estender por até 6 km, e, em direção ao depocentro da bacia, por até 2 – 3 km (Della Porta, 2015).

A fábrica carbonática do *Great Salt Lake* é composta por precipitados de aragonita, calcita e rara dolomita. Já as fácies carbonáticas incluem: *boundstones* de estrutura leiloítica a *clotted* e textura peloidal micrítica/microesparítica, envelopados por microesparita; crescimentos de estruturas subesféricas (100 – 200 μm de diâmetro) formados por micrita, microesparita equante e cristais microesparíticos/esparíticos fibrosos, radialmente orientados; *boundstone* laminado micrítico, com lâminas de espessura entre 100 e 1000 μm de espessura, gerando colunas centimétricas (Della Porta, 2015). A porosidade do tipo *framework* (poros 0.05 – 1 mm até 2cm de diâmetro) é cimentada precocemente por aragonita isópaca e fibrosa (Della Porta, 2015). Os biohermas são cercados por sedimentos de granulometria fina a média, e consistem em pelóides, oóides, grãos detríticos (quartzo, feldspatos e fragmentos líticos) e intraclastos derivados das bioconstruções (Figura 27).

Figura 27 – Características dos depósitos carbonáticos do *Great Salt Lake* (Utah)



Legenda: (a,b) Biohermas isolados nas bordas do Great Salt Lake; (c) Oóides com estrutura radial de aragonita e núcleo peloidal que compõe os grainstones do Great Salt Lake; (d) Textura dos biohermas do Great Salt Lake, composta por microesparito (setas pretas) envelopado por micrita.

Fonte: Modificado de Della Porta, 2015.

O Pyramid Lake é um lago alcalino hidrologicamente fechado que fazia parte do antigo lago pleistocênico chamado *Lake Lohantan*. Originou-se a partir de um rifte intracontinental de direção NNW – SSE, ao longo da margem oeste da província *Basin and Range* (Henry et al., 2007). Sobre o fundo do lago plesitocênico-holocênico, hoje exposto ao longo das margens do lago, se desenvolveram *build-ups* carbonáticos em locais onde ocorrem fontes hidrotermais e surgências de água subterrânea. A mistura dessas águas com a água do lago é o que causa a precipitação de carbonato e formação dos *build-ups* (Benson, 1994).

Os *mounds* presentes no Pyramid Lake (Figura 28) podem ter muitas dezenas de metros de espessura e consistem em estruturas acamadadas coalescidas (Benson, 1994). As camadas cristalinas dendríticas são compostas hoje por calcita, mas provavelmente foram

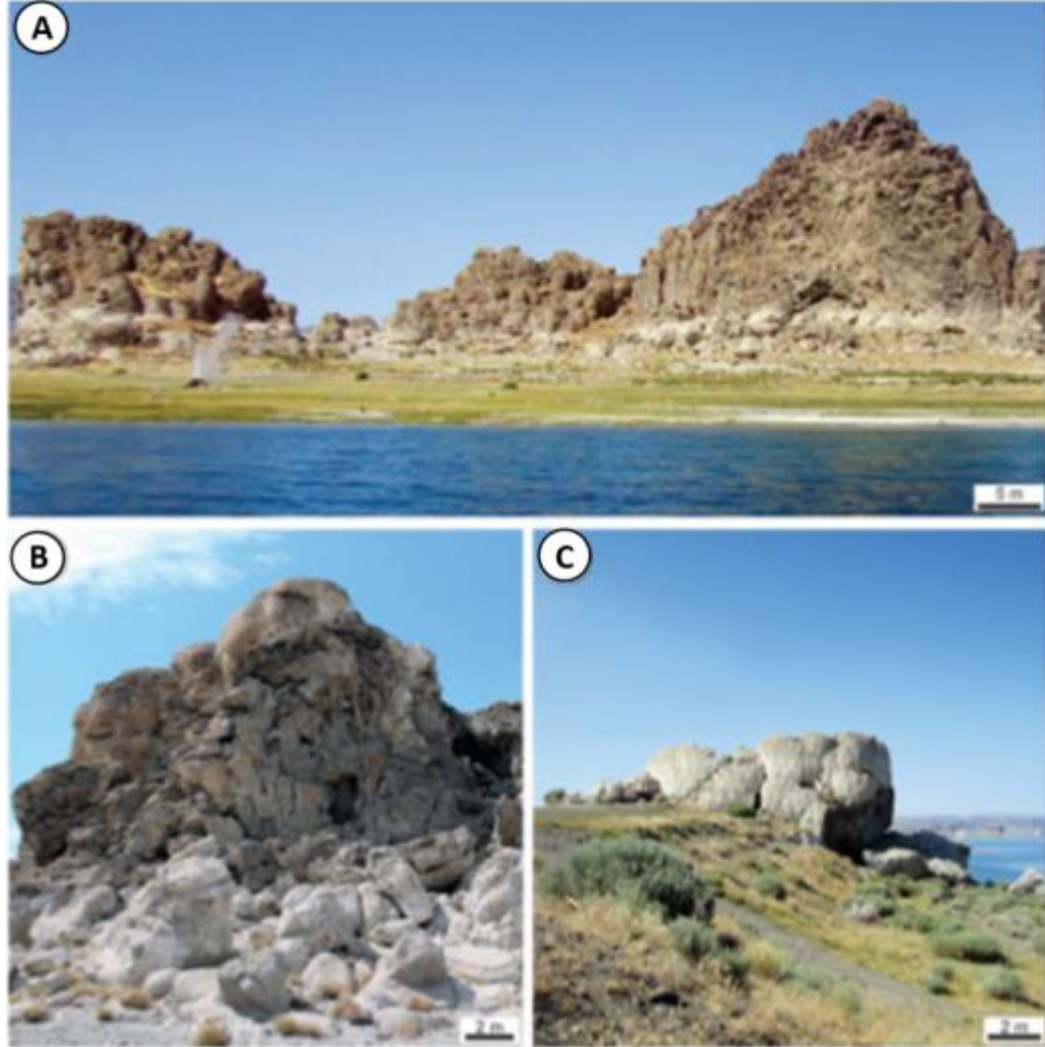
precipitadas como ikaita ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). A geometria dos *mounds* é aproximadamente esférica, com topos achatados e flancos íngremes. Suas espessuras variam de 1 m até pelo menos 65 – 95 m (*Needles Rocks*; a pirâmide), com espessuras médias entre 10 e 30 m. Os diâmetros são de 1 – 35 m para os *mounds* de tamanho pequeno médio. Já as estruturas presentes em *Needles Rocks* têm diâmetros que variam entre 30 – 270 m, e a pirâmide chega a 150 m de diâmetro (Della Porta, 2015).

Os *mounds* carbonáticos podem ser estruturas isoladas, mas tendem a se aglutinar em áreas com dois ou mais *mounds* (Della Porta, 2015). Essas aglutinações são separadas umas das outras por centenas de metros até vários quilômetros (1 – 5 km) a depender da hidrologia da bacia e da localização da fonte térmica. Em várias localidades, os *mounds* se posicionam de forma alinhada as falhas, como ocorre na margem noroeste do lago. Nessa margem íngreme e controlada por falhas ocorrem *mounds* subesféricos adjacente uns aos outros, formando um cinturão contínuo por até 16 km ao longo do plano de falha.

Analisando-se um corte dos *mounds* presentes no *Pyramid Lake*, é possível observar a seguinte organização de camadas centimétricas a decimétricas, ilustrada na Figura 29 (Della Porta, 2015):

- a) núcleo composto por cristais calcínicos prismáticos, envolvidos por uma alternância de camadas de micrita, leques cristalinos ou lâminas microesparíticas;
- b) camadas constituídas por pseudomorfos de ikaita, compostos por um mosaico de calcita microcristalina equante, encaixadas em uma matriz micrítica densa. Essas camadas têm como base crostas micríticas e/ou franjas isópacas de cimento de aragonita fibrosa;
- c) dendritos ramificados, com espessuras variando de 2 cm até 1.5 m, compostos por leques cristalinos ou por *boundstones* micríticos;
- d) (rocha laminada constituída por níveis de leques cristalinos (1-3 cm de espessura) com cristais apresentando extinção ondulante, intercalados a níveis de micrita ou de cristais fibrosos;
- e) *boundstone* micrítico peloidal (0.5 – 1 cm de espessura) associado a raros fragmentos vegetais. Porosidade e microporosidade estão presentes em todos os tipos de fábricas carbonáticas descritas acima, com exceção da fácies (c), que aparentemente tem baixa porosidade (Della Porta, 2015).

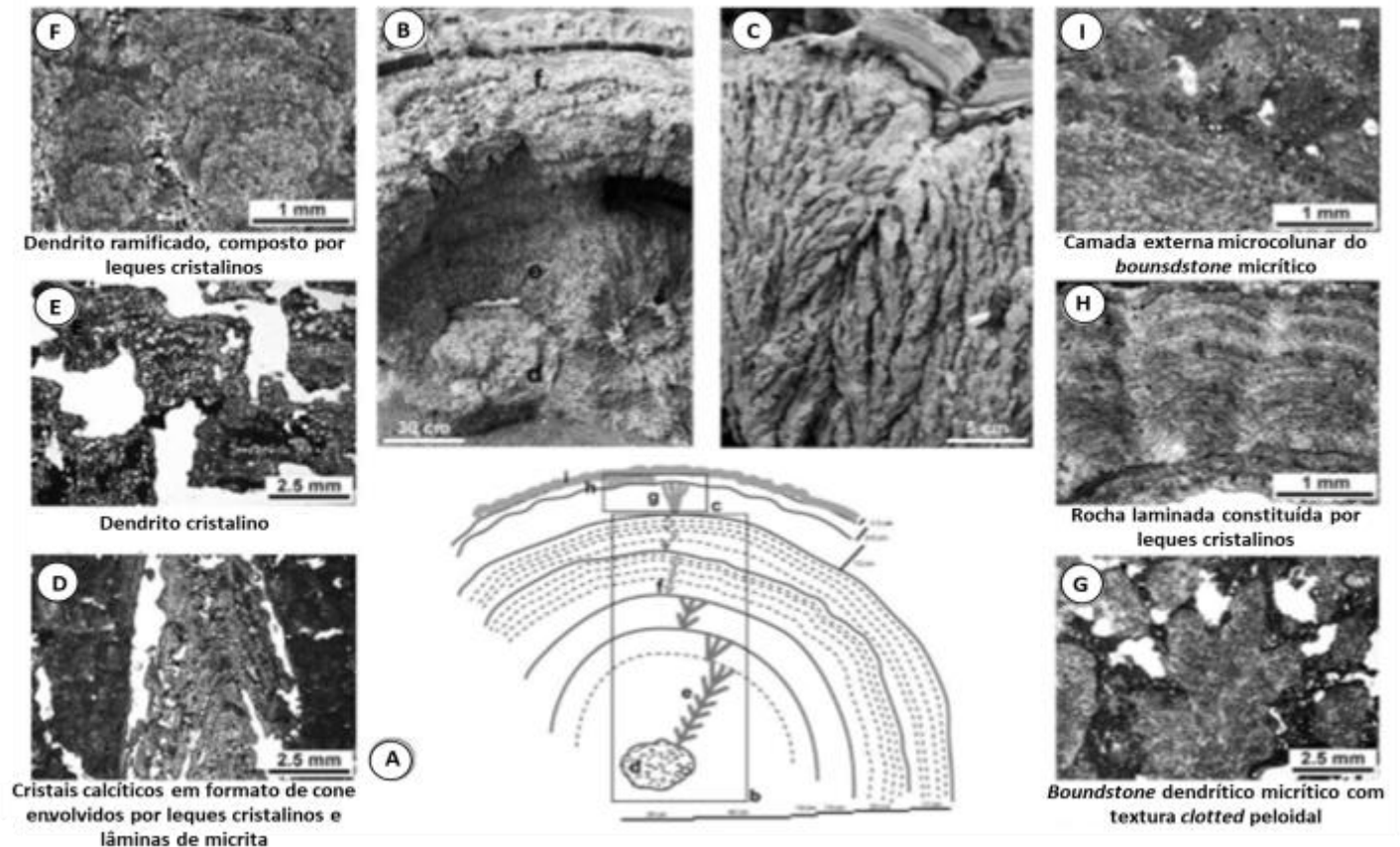
Figura 28 – Depósitos carbonáticos do *Pyramid Lake* (Nevada)



Legenda: (a–c) Mounds do *Pyramid Lake* mostrando as colunas internas que compõe a estrutura, sobrepostas por estruturas métricas de geometria esférica a cilíndrica. Os *mounds* estão associados a fontes hidrotermais na *Needles Rocks*.

Fonte: Modificado de Della Porta , 2015.

Figura 29 - Mounds de geometria subsférica e estrutura acamadada do Pyramid Lake



Legenda: (a) Diagrama mostrando as camadas concêntricas de diferentes texturas que compõe o mound. As letras correspondem as localizações das fotos de (b) a (I); (b) mound subsférico mostrando a sua estrutura acamadada; (c) Boundstone micrítico com textura *clotted* peloidal, sobreposto por camadas de leques cristalinos (localização em a). As imagens de lâminas petrográficas correspondentes são, respectivamente, (g) e (h); (d) núcleo do mound, composto por cristais calcíticos prismáticos, envolvidos por camadas de leques cristalinos alternados a lâminas micríticas; (e) Dendrito cristalino; (f) Dendrito ramificado composto por leques cristalinos.

Fonte: Modificado de Della Porta, 2015.

3.4.1.2 O Sistema Rifte do Leste Africano: Lagos Tanganica e Abhé

O Sistema Rifte do Leste Africano é um exemplo atual importante para os depósitos aptianos das bacias marginais brasileiras, pois consiste em sistema rifte continental análogo aos primeiros estágios da abertura do Oceano Atlântico Sul. Esse sistema é representado em superfície por uma série de bacias tectônicas individuais (vales rifte ou *rift valleys*) alinhadas por milhares de quilômetros. As bacias são separadas umas das outras por depósitos do tipo *shoal* e são geralmente bordeadas por ombreiras soergidas (Chorowicz, 2005). Cada bacia é controlada por falhas, formando grábens ou calhas de quase cem quilômetros de comprimento e algumas dezenas de quilômetros de largura. Esses grábens podem estar vazios ou preenchidos por sedimentos e/ou rochas vulcânicas. A maioria dos grandes lagos africanos se desenvolveram nos vales rifte.

Como exemplos dos lagos com deposição carbonática foram selecionados dois lagos desenvolvidos e porções diferentes do Sistema Rifte do Leste Africano, exibindo também processos distintos de precipitação carbonática que podem ter atuado durante a deposição da Formação Barra Velha. O primeiro deles, o lago Tanganica, com deposição carbonática bioinduzida, insere-se na porção sul do sistema. Essa porção consiste em um rifte continental típico, de crosta continental afinada (Tiercelin *et al.*, 1988). O segundo lago selecionado é o lago Abhé, é localizado na porção norte do sistema (Rifte de Afar). Esse lago exhibe grandes estruturas verticalmente alongadas (chaminés), de origem hidrotermal. O Rifte de Afar constitui o melhor exemplo moderno da transição de um rifte continental para um processo de espalhamento de assoalho oceânico incipiente (Ebinger & Casey, 2001).

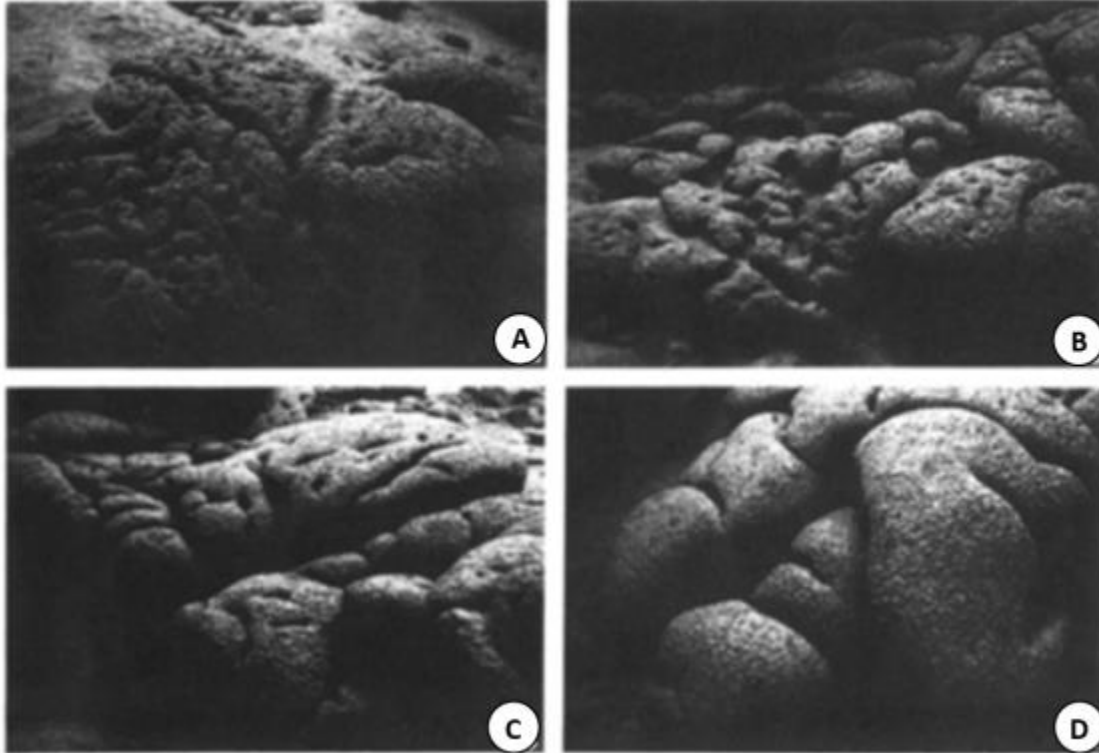
O lago Tanganica recobre o Rifte Tanganica, uma estrutura de mais de 700 km de comprimento e cerca de 70 km de largura, quase totalmente recoberta pelo lago, que tem 650 km de comprimento (Chorowicz, 2005). A superfície da água encontra-se a 773 m acima do nível do mar, com profundidades máximas de 1310 m e 1470 m nas porções norte e sul, respectivamente. Atualmente, o lago Tanganica é hidrologicamente aberto, sendo essencialmente alimentado pelos rios Ruzizi e Malagarasi. Contudo, a sedimentação é marcada por flutuações no nível do lago, sendo que a última queda significativa ocorreu no Holoceno Superior (4000 e 2000 anos AP), quando se estabeleceram condições mais áridas do que as observadas no presente, resultando no

fechamento hidrológico do lago. Durante esse período, foi estabelecida uma fábrica carbonática, com precipitação bioinduzida de estromatólitos ao longo das antigas linhas de costas, que hoje estão em níveis mais baixos do que a linha de costa atual (Casanova & Hillaire-Marcel, 1992).

Todos os estromatólitos observados hoje no lago Tanganica se desenvolveram sobre o embasamento Pré-Cambriano da bacia (gnaisses, micaxistos e anfíbolitos). Substratos macios, constituídos por sedimentos não consolidados, como lamas, siltes ou areias não foram colonizados. Suas várias morfologias estão distribuídas de acordo com a declividade da plataforma onde foram formados, e a paleobatimetria. Sobre substratos íngremes, como *slickensides* e paraconglomerados, os estromatólitos desenvolvem-se como incrustações planares. Já em regiões planas ou de baixa declividade, os mesmos tem estruturas arredondadas, com espessuras de até 15 cm (Figura 30). Apresentam crescimento colunar, com o espaço entre as colunas, quando não está vazio, preenchido por oóides (Casanova & Hillaire-Marcel, 1992).

Os estromatólitos foram construídos por uma comunidade microbial complexa, a partir do processo de aglutinação *trapping and binding*, apresentando microtextura micrítica ou microesparítica. Sua mineralogia original foi de calcita magnesiana. O tamanho das colunas decresce em função do aumento da batimetria, indicando um controle do nível de luz e, possivelmente de energia do ambiente, no tamanho das estruturas (Casanova & Hillaire-Marcel, 1992).

Figura 30 - Morfologia dos estromatólitos do Lago Tanganica



Legenda: (a) Fácies cerebróide desenvolvida na superfície de um bloco (batimetria de 10 m; relevo sinóptico de 50 cm). (b) Blocos incrustados (batimetria de 10 m; relevo sinóptico máximo de 40 cm). (c) Incrustações coalescentes que lembram biohermas (batimetria de 25 m; relevo sinóptico médio de 40 cm). (d) Incrustações com grandes (5-10 cm de comprimento; 2-3 cm de largura) fendas lanceoladas (batimetria de 20 m).

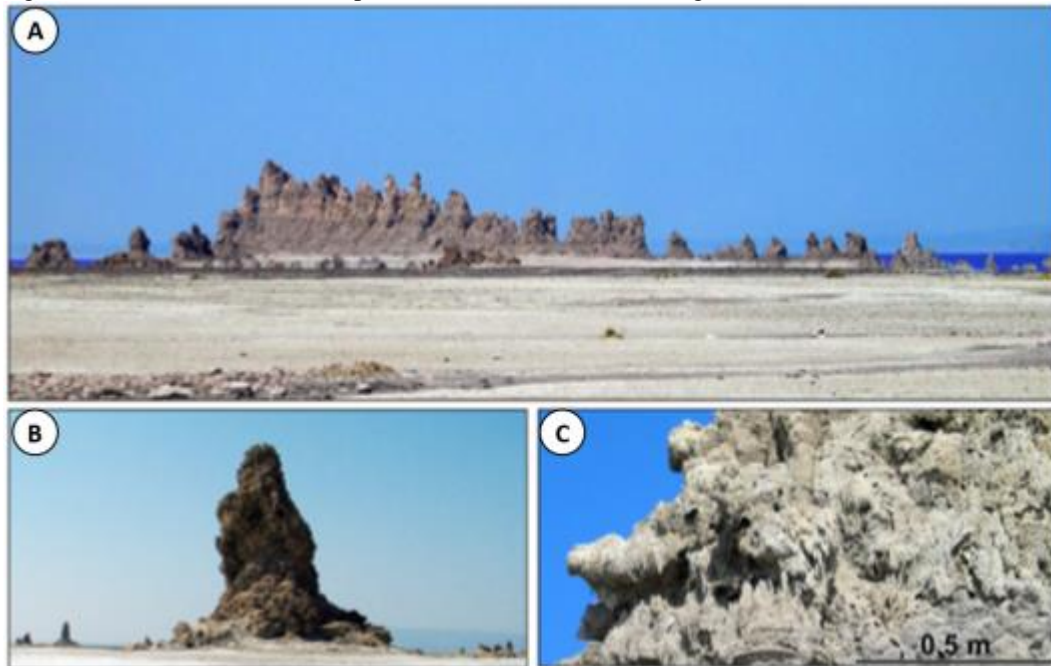
Fonte: Modificado de Casanova & Hillaire-Marcel, 1991.

O lago Abhé (Rifte de Afar) é localizado em uma junção tríplice entre duas dorsais mesoceânicas nascentes (Mar Vermelho e Golfo de Aden) e o um rifte continental (Rifte da Etiópia). O lago ocupa a parte oeste da bacia tectônica fechada de Gob Aad, que é a bacia mais elevada de uma série de depressões controladas por falhas. O lago Abhé é alcalino (pH=10) e hipersalino ([Na] = 13.3 ppt), e seu volume e elevação do nível do lago flutuaram substancialmente durante o Quaternário (Gasse, 1977). O recente rebaixamento do nível do lago revelou o produto de uma intensa atividade hidrotermal que atuou no fundo do lago: centenas de enormes estruturas carbonáticas (< 60 m) em forma de torres ou chaminés, geralmente alinhadas na direção WNW-ESSE paralelamente ao arcabouço regional de falhas (Figura 31). Várias fontes termais ($T < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) ocorrem próximas à base das estruturas, e o topo de algumas delas libera fumaça (Dekov *et al.*, 2014). A estrutura externa das chaminés é botroidal, de cor acinzentada a amarronzada. Já a parte interna das mesmas é porosa, de coloração branca, e composta por

calcita, em geral, magnésiana. Intercalados a essas camadas, ocorrem níveis botroidais densos e delgados, de coloração acinzentada a amarronzada, de composição calcítica de baixo teor magnésio. A camada externa das chaminés contém um teor significativo de sílica, provavelmente amorfa (Dekov *et al.*, 2014).

O alinhamento das estruturas com a direção falhas sugere que elas foram formadas ao longo de falhas ativas, que atuaram como caminhos preferenciais para fluidos hidrotermais ascendentes. Já a geometria vertical e cônica desses depósitos carbonáticos sugere que eles tiveram origem em ambiente subaquoso, com a precipitação ocorrendo devido à interação dos fluidos hidrotermais com a água do lago, de forma semelhante ao que ocorre no *Pyramid Lake*. A presença de sílica na camada externa das chaminés pode estar relacionada a composição dos fluidos hidrotermais, como é observado em sistemas hidrotermais marinhos do tipo *black smoker*.

Figura 31 - Chaminés inativas expostas no fundo dissecado do lago Abhé



Legenda: (a) Cadeia de chaminés coalescidas. A mais alta mede 35 m. (B) Chaminé isolada (~15 m); (c) Superfície carbonática de uma chaminé.

Fonte: Modificado de Dekov *et al.*, 2014.

3.4.2 Ambientes carbonáticos lacustres do registro geológico

3.4.2.1 Formação *Green River* (Wyoming e Utah, EUA)

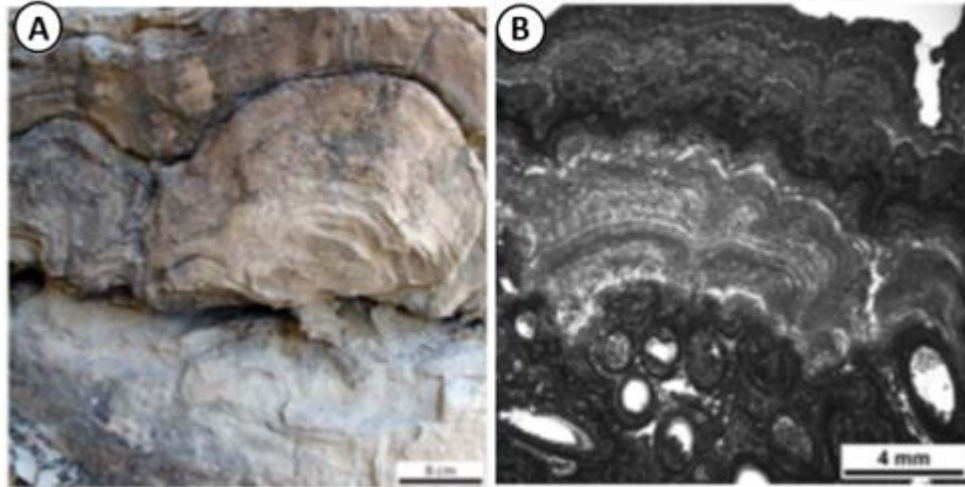
A Formação *Green River* representa um exemplo antigo de um lago raso e hipersalino, com crostas com geometria de rampas de baixa inclinação e alta energia, muito semelhante ao que é hoje o *Great Salt Lake* (Della Porta, 2015). Teve origem no Eoceno, e se estende pelos estados americanos de Wyoming, Utah e Colorado. A deposição dos sedimentos ocorreu em uma drenagem interna estruturalmente controlada de uma bacia *sag* intracontinental (Leggitt *et al*, 2007). Durante a deposição ocorreram variações significativas do nível do lago e consequentemente de alcalinidade e salinidade, principalmente controlados pelo balanço entre o influxo fluvial, clima e tectônica. Os depósitos lacustres da Formação *Green River* ocorrem interdigitados a depósitos fluviais a aluviais da borda da bacia, representados pela Formação Wasatch (Surdan & Stanley, 1979).

As fácies carbonáticas compõe a Formação *Green River* apresentam variações nos diferentes estados em que ocorre, já que representam porções paleotopograficamente diferentes do antigo lago (Della Porta, 2015). Em Utah ocorrem, adjacentes uns aos outros, biohermas carbonáticas laminadas de geometria dômica, largura entre 20 – 40 cm e 10 – 60 cm de espessura. Eles são associados *grainstones*, *packstones* e *rudstones* compostos por oolíticos/oncolíticos e intraclastos (Della Porta, 2015). Os biohermas predominantemente apresentam estrutura laminada microcristalina, formando colunas milimétricas a centimétricas de composição calcítica e dolomítica (Della Porta, 2015). As lâminas consistem na alternância de níveis com textura *clotted* micrítica, alternados a níveis micríticos e microesparíticos leiloíticos (Della Porta, 2015).

Já em Wyoming, os biohermas apresentam formatos colunares a cilíndricos (Figura 32) com diâmetros entre 0.1 – 1.5 m, e altura entre 0.2 – 2.5 m. Os biohermas aparentemente ocorrem no mesmo nível estratigráfico, formando cinturões descontínuos orientados paralelamente ao que deve ter sido a linha de costa, se estendendo lateralmente por dezenas a centenas de metros (Della Porta, 2015). O núcleo desses *build-ups* carbonáticos consiste em tubos (1 mm de diâmetro e

entre 5 – 10 mm de comprimento), incrustados por micrita peloidal e textura *clotted*, que representa casulos de larvas incrustados (Della Porta, 2015). Sobre os mesmos ocorrem *boundstones* colunares laminados, constituídos por micrita, microesparita e sílica microcristalina. Alguns dos cristais esparíticos mostram um arranjo cristalino em forma de leque, com extinção ondulante (Della Porta, 2015).

Figura 32 – Biohermas da Formação Green River



Legenda: (a) Bioherma laminado da Formação *Green River*; (b) Fotomicrografia de um bioherma da Formação *Green River*, mostrando sua estrutura laminada e sua base composta por carapaças de larvas envelopadas por lâminas micríticas de estrutura *clotted*.

Fonte: Modificado de Della Porta (2015).

3.4.2.2 Formação Yacoraite – Sequência Balbuena IV (Bacia de Salta, Argentina)

A Bacia de Salta é uma importante feição paleogeomorfológica que se estende desde o noroeste da Argentina até o sul da Bolívia e oeste do Paraguai, ocupando uma área de aproximadamente 150,000 km² (Del Papa & Salfity, 1999). A bacia originou-se no Cretáceo através do rifteamento de uma porção da placa sul-americana, que se deu como resposta ao processo de abertura do Atlântico Sul. A Bacia de Salta é subdividida em quatro sub-bacias principais: *Lomas de Olmedo* a leste; *Sey* a oeste; *Três Cruces* a norte; e *Metán-Alemania* a sul.

A Formação Yacoraite é uma unidade pertencente ao Subgrupo Balbuena. Esse grupo foi depositado em um contexto tectônico do tipo *sag*, quando ocorreu uma relativa quiescência

tectônica, com predominância de subsidência termal. Neste período, a bacia tornou-se muito rasa e ampla, o que gerou extensos depósitos de geometria tabular ou, no caso das unidades mais basais, levemente cuneiforme nas bordas de paleoaltos herdados da fase rifte (Hernández *et al.*, 1999). O Subgrupo Balbuena (ou Supersequência Balbuena) é subdividido em quatro sequências, Balbuena I, II, III e IV, da base para o topo, que corresponderiam sequências de 3ª ordem (Hernández *et al.*, 1999). A Formação Yacoraita engloba as Sequências Balbuena II, III e IV.

A Sequência Balbuena IV na sub-bacia de Metán-Alemania representa um dos análogos mais utilizados para os carbonatos aptianos da Formação Barra Velha, tendo sido detalhada pelos trabalhos de Bento Freire (2012), Gomes (2013), Guimarães (2014) e Bunevich (2016). Os sedimentos que compõe essa sequência foram depositados em um ambiente lacustre, em um contexto de bacia *sag*, com influência marinha esporádica e indireta (Bento Freire, 2012). Ou seja, apresentam um contexto tectônico e deposicional (além da idade) muito semelhantes aos carbonatos aptianos da Bacia de Santos.

Bento Freire (2012) definiu em seu trabalho 15 tipos de fácies que caracterizam de forma geral os sedimentos da Sequência Balbuena IV, que podem ser agrupadas em três grupos: rochas carbonáticas, rochas mistas e rochas siliciclásticas. Contudo, as fácies mais recorrentes são os grainstones, estromatólitos e laminitos.

A fácies *grainstone* é composta principalmente por oóides e oncóides. Comumente apresentam intraclastos de laminitos e estromatólitos. Os bioclastos mais comuns são os de ostracodes, e, mais raramente, gastrópodes e algas (principalmente carófitas). Os *grainstones* podem ocorrer de forma concomitante aos estromatólitos (se interdigitando com a laminação dos estromatólitos) ou não (com relação em *onlap* lateralmente aos estromatólitos). Os estromatólitos (Figura 33) constituem as fácies mais complexas identificadas por Bento Freire (2012). No entanto, de forma geral, são rochas que apresentam laminação reconhecida macroscopicamente ou em lâmina delgada e constituem estruturas organossedimentares, compostas principalmente por calcita. Em termos de dimensões, os estromatólitos da área podem variar desde alguns poucos centímetros à escala métrica. Quanto à geometria externa, os corpos estromatolíticos variam desde formas: i) dômicas (predominante); ii) em colchete (dômico achatado); iii) em almofadas; e iv) de baixa curvatura (planar). Por fim, segundo Bento Freire (2012), a fácies laminito corresponde a intervalos carbonáticos micríticos, finamente laminados, com granulometria muito fina (lama carbonática ou pelóides). As laminações são plano-paralelas, e podem apresentar

morfologia lisa e crenulada (influência microbial). Bento Freire (2012) ainda identificou alguns constituintes que ocorrem em abundância nos carbonatos da Formação Barra Velha, sendo eles *shrubs* (Figura 33) e esferulitos. Os esferulitos foram descritos pelo autor como um grão em um *rudstone*. Já os *shrubs* ocorrem em níveis internos a estromatólitos, muito cimentados. Portanto, mesmo que esses constituintes sejam raros nessa unidade estratigráfica, pode-se inferir que os processos sedimentares que atuaram na deposição da Formação Barra Velha também podem de alguma forma ter atuado na Formação Yacoraite.

O modelo deposicional proposto para aos depósitos supracitados leva em consideração a lâmina d'água do lago, as condições de energia e o posicionamento de sua borda. Assim, de maneira geral, as fácies carbonáticas de estromatólito, laminito e *grainstone* (fácies carbonáticas) provavelmente se desenvolveram em regiões de mais alta energia e menor lâmina d'água, em períodos de maior aridez, ou seja, quando a entrada de sedimentos siliciclásticos provenientes de fora da bacia é reduzida (Figura 34). Os laminitos provavelmente são as fácies que se desenvolveram com batimetrias mais rasas, já que tem espessuras reduzidas e frequentemente observa-se feições de exposição subaérea associados a eles (Bento Freire, 2018). Os estromatólitos devem ter se desenvolvido em profundidades um pouco maiores, já que apresentam maiores espessuras que os laminitos. A fácies *grainstone* caracteriza processos sedimentares de moderada a alta energia, o que sugere que foram sedimentados em posições onde o lago é afetado pela ação de correntes e ondas (Bento Freire, 2018). Já nos períodos de maior umidade ocorreria influxos de sedimentos na bacia, com consequente redução da produtividade da fábrica carbonática. Esses períodos são marcados no registro geológico pela deposição de espessas camadas rochas de composição mista e siliciclásticas de granulometria fina (margas, argilitos e lamitos).

Figura 33 - Estromatólitos da Sequência Balbuena IV
(Formação Yacoraite)



Legenda: (a) Estrutura interna de um estromatólito dendriforme com nível de *shrubs*; (b) Estromatólito dômico laminado.

Fonte: Modificado de Bento Freire (2012).

Figura 34 – Alternância de depósitos de clima úmido e clima seco



Legenda: Alternância de camadas depositadas em períodos úmidos (fácies siliciclásticas) e em períodos de seca (fácies carbonáticas) visualizada na porção superior da Sequência Balbuena IV.

Fonte: Modificado de Bento Freire (2012)

3.5 Diagênese em rochas carbonáticas em contexto continental

Os sedimentos e rochas carbonáticas depositadas em contexto continental são suscetíveis a processos diagenéticos, que podem alterar profundamente sua fábrica original. Nesse ambiente, a diagênese precoce é especialmente importante, sendo muitas vezes difícil distingui-la dos processos deposicionais, já que os fluidos que dão origem a ela por vezes são semelhantes aos que são responsáveis pela formação do depósito (De Boever *et al.*, 2017). Outro aspecto que diferencia a diagênese em carbonatos continentais é sua relação íntima com o intemperismo e processos pedogenéticos, já que os mesmos ocorrem sobre a influência direta de fluidos meteóricos. Assim, determinar o limite exato entre os processos pedogenéticos e diagenéticos em ambientes palustres é praticamente impossível, pois esses processos normalmente são contínuos (Alonso-Zarza, 2003). Por fim, em ambientes continentais há uma forte influência da ação de microrganismos e da presença de matéria orgânica na precipitação de minerais e na diagênese precoce que não é comum no ambiente marinho (Armenteros, 2010).

Portanto, os processos diagenéticos que atuam nas rochas carbonáticas continentais são potencialmente mais complexos do que os que ocorrem no ambiente marinho. Mesmo assim, não há muitos trabalhos que versem sobre esse assunto, principalmente se compararmos ao que se tem disponível para a diagênese em contexto marinho. Conseqüentemente, estamos longe de entender a grande variedade de processos diagenéticos que ocorrem nesse ambiente, e seu impacto na mineralogia e permoporosidade dos depósitos.

Nesse capítulo serão discutidos os processos diagenéticos que atuam nos carbonatos continentais, assim como as zonas e ambientes diagenéticos, com ênfase nos sistemas carbonáticos lacustres.

3.5.1 Processos diagenéticos e seus controles

Entende-se por diagênese todos os processos que modificam sedimentos e rochas, sejam eles físicos, químicos ou biológicos, que atuam desde a sua deposição até o início do metamorfismo (Tucker & Wright, 1990; Armenteros, 2010). É denominada diagênese precoce

quando se refere aos processos que ocorrem desde a deposição até a consolidação do sedimento, e diagênese tardia (ou epigênese) para os processos posteriores.

Segundo Flügel (2004) os principais processos diagenéticos que afetam as rochas carbonáticas são: micritização; dissolução; cimentação; neomorfismo; compactação; substituição (dolomitização e substituição por outras classes de minerais (e.g. silicificação). Esses processos serão brevemente descritos a seguir.

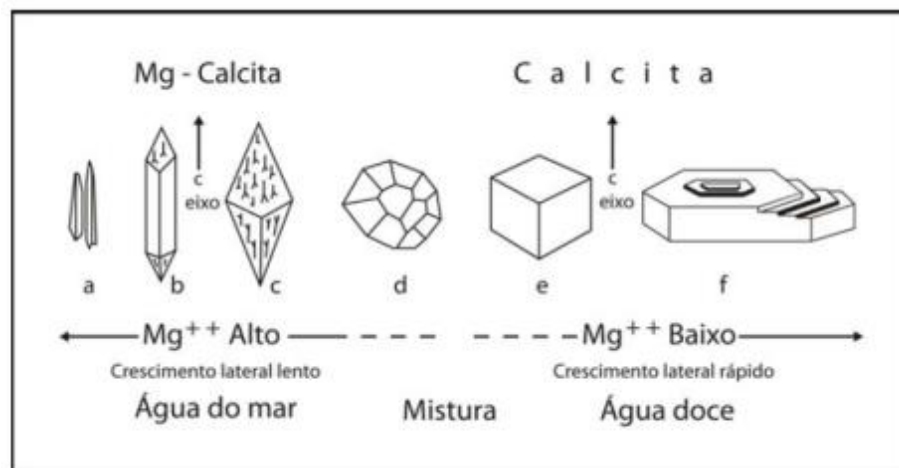
Dissolução: Dissolução de sedimentos ou rochas carbonáticas ocorre quando os fluidos presentes em seus poros são insaturados em relação aos minerais carbonáticos, acarretando a sua dissolução. Minerais metaestáveis como a aragonita são dissolvidos mais facilmente. Processos de dissolução são muito atuantes em ambientes rasos, sujeitos a atuação de águas de origem meteórica, mas podem ocorrer também durante a epigênese. A dissolução intensa de rochas carbonáticas resulta em *vugs* e a formação de cavernas (processos de carstificação).

Micritização: Esse é o processo através do qual os grãos carbonáticos sofrem a ação de microrganismos, sendo convertidos parcial ou completamente em carbonato de cálcio microcristalino (micrita). Esse processo ocorre preferencialmente nas bordas dos grãos. Mas, se o processo for muito intenso, pode gerar grãos totalmente micritizados (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003, Tucker & Wright, 1990).

Neomorfismo: Esse termo foi introduzido por Folk (1965) e refere-se a todas as transformações que ocorrem, geralmente na presença de água, através de processos de dissolução e reprecipitação *in situ* de um mineral, podendo formar a mesma fase mineral (recristalização) ou um polimorfo (inversão). A maior parte dos processos neomórficos que afetam as rochas carbonáticas são do tipo agradacional, ou seja, ocorre um progressivo aumento do tamanho dos cristais, sendo especialmente comum em sedimentos de granulometria fina e em carbonatos continentais. Um processo neomórfico muito comum em rochas carbonáticas é a inversão de aragonita em calcita, também conhecido como calcitização. Esse processo também pode ocorrer em dolomita e alguns minerais evaporíticos, mas são mais raros (Tucker & Wright, 1990). O neomorfismo tem potencial de modificar profundamente a fábrica primária de um precipitado carbonático. Vários autores, por exemplo, apontam que inclusões biológicas presentes em depósitos atuais desaparecem durante a formação de crostas calcíticas densas e contínuas (Janssen *et al.*, 1999; Arp *et al.*, 2001; Peng & Jones, 2013).

Cimentação: Consiste na precipitação de minerais nos poros dos sedimentos ou rochas carbonáticas a partir de fluidos supersaturados em relação ao mineral que está sendo precipitado. O estudo petrográfico e geoquímico das diferentes fases de cimentação permitem a dedução do tipo de ambiente e as condições nas quais ocorreu o processo de cimentação (Tucker & Wright, 1990). Em alguns casos, a influência orgânica é importante, pois funcionam como facilitadores cinéticos para a precipitação de algumas fases minerais (e.g. dolomita). Os minerais que ocorrem mais comumente como cimentos em rochas carbonáticas são aragonita, calcita e dolomita. A mineralogia e a textura do cimento são dependentes das características químicas do fluido que os percola (principalmente da pressão de CO_2 e razão Mg/Ca, Figura 35), da taxa de suprimento de íons carbonáticos e da taxa de precipitação (Tucker & Wright, 1990). O hábito dos cristais de calcita, por exemplo, é dependente da razão Mg/Ca do fluido precursor, como pode ser visto na Figura 35. Tipos semelhantes de cimento podem ocorrer em ambientes diagenéticos diferentes. Por exemplo, calcita espática drusiforme, a textura de cimento mais comum em rochas carbonáticas, pode ser precipitada na diagênese precoce (ambiente meteórico) ou na diagênese de subsuperfície. A cimentação de rochas carbonáticas requer um grande suplemento de CaCO_3 e um mecanismo de fluxo de águas eficiente para que ocorra a completa litificação do sedimento. A fonte de CaCO_3 varia de acordo com o ambiente diagenético, sendo que nos ambientes meteóricos e de subsuperfície a mesma se dá pela dissolução prévia do próprio sedimento carbonáticos.

Figura 35 - Hábito de crescimento dos cristais de calcita em função da razão Mg/Ca



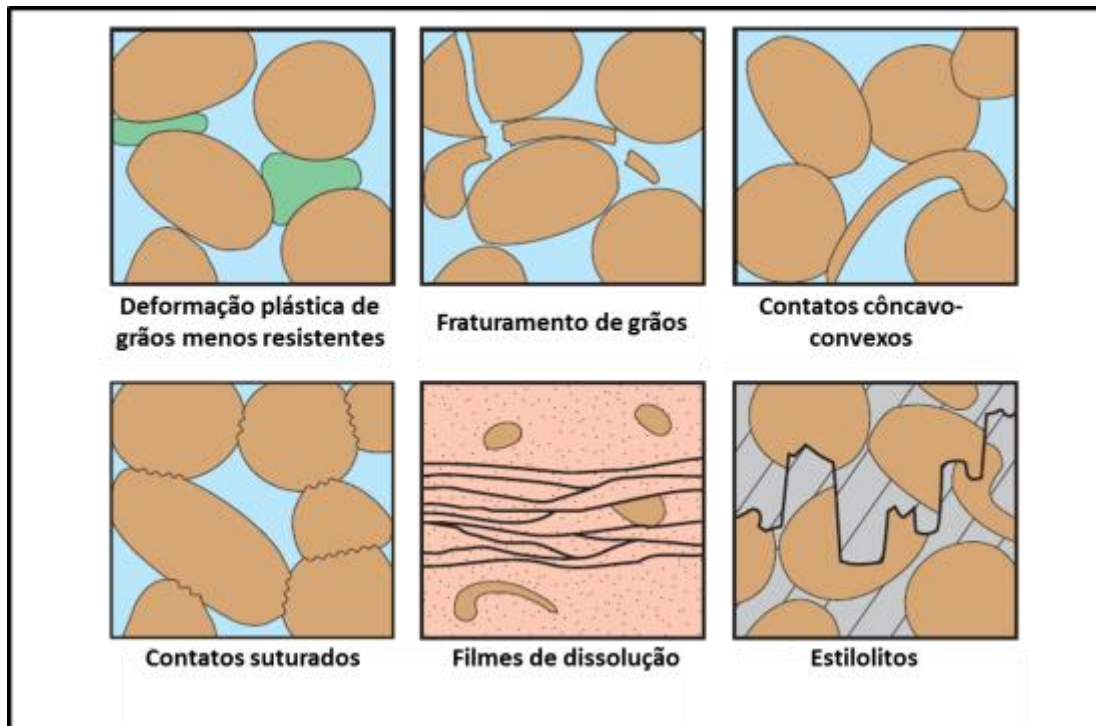
Fonte: Modificado de Folk (1974).

No caso das rochas carbonáticas continentais, a distinção petrográfica entre os cimentos e precipitações de minerais primários pode ser desafiadora (Chafetz & Guidry, 2003; De Boever et al., 2017). Por exemplo, em depósitos carbonáticos hidrotermais e em espeleotemas, a precipitação primária de minerais, neomorfismo (inversão e recristalização) e a cimentação são processos que ocorrem continuamente, e podem atuar de forma contemporânea em diferentes profundidades (Martín-García *et al.*, 2014), ou com mudanças na composição química da água (Frisia et al., 2002). Isso significa que depósitos ditos primários nos carbonatos continentais, como por exemplo travertinos, durante sua precipitação podem preencher cavidades preexistentes, se comportando, assim, como cimento. Portanto, as características químicas dos fluidos deposicionais e diagenéticos podem ser indistinguíveis (Armenteros, 2010).

Compactação: Refere-se aos processos mecânicos ou químicos (Figura 36) causados pela sobrecarga progressiva dos sedimentos a medida que são soterrados, com consequente aumento de temperatura e pressão (Flügel, 2004). Dois processos principais podem ser observados: compactação mecânica (ou física) e compactação química (ou dissolução por pressão). A compactação mecânica, em sedimentos mais grossos, resulta no rearranjo dos grãos, gerando um empacotamento mais apertado com consequente diminuição da porosidade. Com o aumento progressivo da pressão pode ocorrer fraturamento dos grãos e dos cimentos precoces, assim como o destacamento dos envelopes dos oólitos e cimentos do tipo franja (Tucker & Wright, 1990). Lamas carbonáticas são mais suscetíveis à compactação mecânica, principalmente durante o soterramento raso, quando o sedimento perde água (Tucker & Wright, 1990). Já a compactação química é o resultado da crescente solubilidade no contato entre os grãos e ao longo de interfaces entre camadas quando estes são submetidos a um *stress* aplicado (Moore, 1989). Ocorre tipicamente no ambiente durante a epigênese. Duas texturas mais comuns resultam da compactação química: filmes de dissolução e estilolitos. Os filmes de dissolução são filmes ondulados constituídos de resíduos insolúveis. Geralmente ocorrem entre os grãos, não cortando os mesmos, apresentando formas anastomosadas. Já os estilolitos correspondem a uma interface serrilhada entre duas massas de rocha, com uma aparência suturada em seção transversal. Em geral, a amplitude da sutura é maior do que o diâmetro dos grãos (Tucker & Wright, 1990). Estilolitos cortam grãos, matriz e cimento indiscriminadamente. A Figura 36 mostra as feições típicas resultantes da compactação mecânica e química.

Substituição: Refere-se aos processos através dos quais um mineral precursor é totalmente convertido em outro mineral. Em rochas carbonáticas, calcita e aragonita são comumente substituídas por dolomita (dolomitização) e por sílica (silicificação).

Figura 36 - Feições petrográficas típicas de processos de compactação



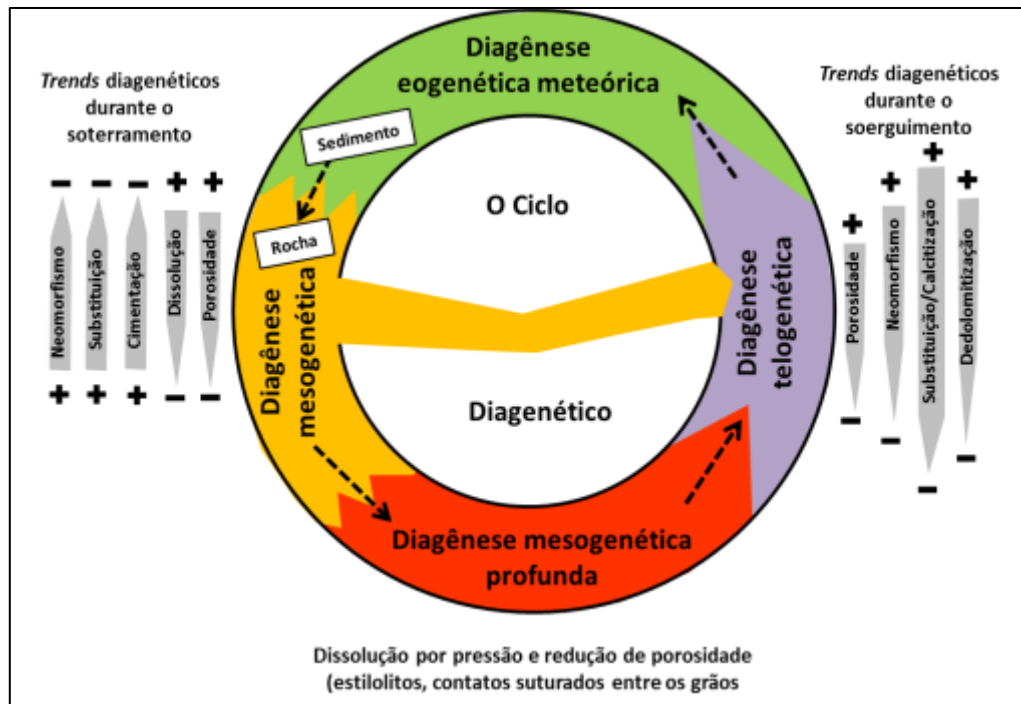
Legenda: Linha superior: compactação mecânica; linha inferior: compactação química.
Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

3.5.2 Zonas e ambientes diagenéticos

No estudo da diagênese de carbonatos é conveniente distinguir dois “caminhos” principais de processos diagenéticos, como ilustrado na Figura 37 (Armenteros, 2010). O primeiro deles consiste em uma série de processos que comumente ocorrem de forma aproximadamente linear, desde a deposição do carbonato. Nesse contexto, dois domínios diagenéticos principais podem ser distinguidos: zona eogenética, que inclui as mudanças diagenéticas que ocorrem na interface sedimento/água, ou próximo a ela; zona mesogenética, que representa o domínio de processos diagenéticos mais profundos, onde os fluidos contidos nos poros encontram-se isolados da atuação da água meteórica (Choquette & Pray, 1990). O segundo

caminho é caracterizado principalmente pelo efeito de fluidos meteóricos em rochas carbonáticas que já sofreram processos mesodiagenéticos anteriormente, e são colocadas novamente no domínio eogenético através de processos de soerguimento e erosão. Esse conjunto de efeitos são definidos como processos telogenéticos, ou diagênese reversa ou retrógrada (*sensu* Pettiiohn, 1957).

Figura 37 - O ciclo diagenético e a ocorrência dos principais processos



Fonte: Modificado de Armenteros (2010).

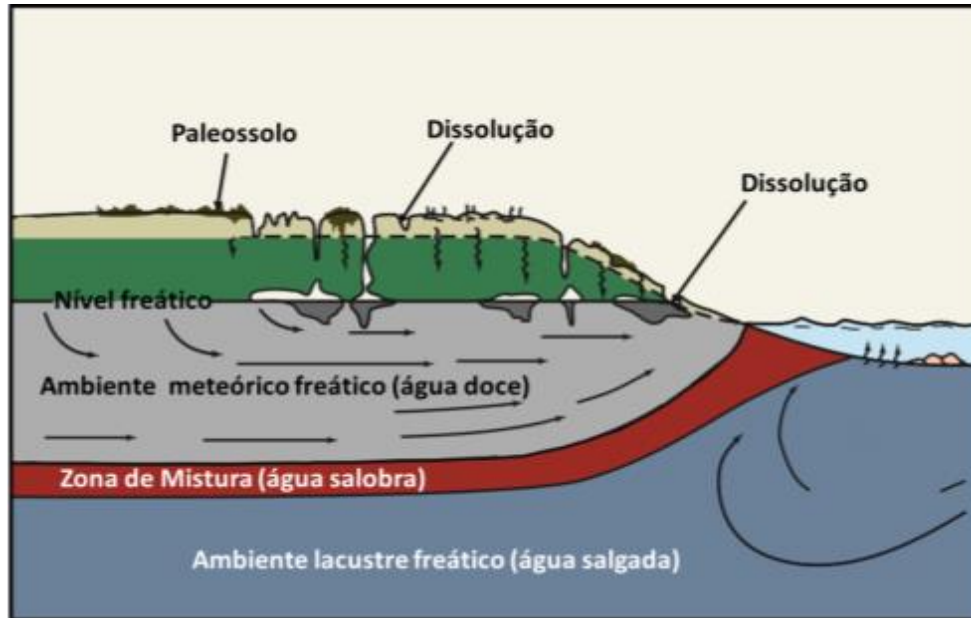
Segundo Moore (1989), a interação água-sedimento/rocha é o fator responsável pelo desenvolvimento e modificações na porosidade nas sequências carbonáticas após a deposição. Assim, as características químicas dos fluidos presentes nos poros, sua taxa de fluxo através do sistema poroso, e o regime de temperatura e pressão ao qual a rocha ou sedimento carbonático estão submetidos, controlam os processos diagenéticos que modificam sua porosidade, através da dissolução das fases carbonáticas pré-existent e precipitação de novos minerais. Portanto, é importante a separação de ambientes diagenéticos em termos de composição e circulação de fluidos no sistema poroso. No caso dos sistemas marinhos, diversos autores (e.g Moore, 1989; Tucker & Wright, 1990) propõe a separação de três grandes ambientes diagenéticos: meteórico, marinho e de subsuperfície. Os ambientes meteórico e marinho (zonas epigenética e telogenética

de Choquette & Pray, 1970) são marcados pelo preenchimento dos poros com fluidos de características muito diferentes um do outro. Já o ambiente de subsuperfície (zona mesogenética de Choquette & Pray, 1970) é caracterizado pela mistura de águas marinhas e meteóricas ou por salmouras de origem bacinal, com composição complexa (Moore, 1989).

Longman (1980) faz um refinamento dos ambientes diagenéticos supracitados, mais especificamente dos ambientes meteórico e marinho, descrevendo, assim, 4 subambientes: meteórico vadoso, meteórico freático, marinho freático e zona de mistura (interface entre o ambiente meteórico freático e marinho freático).

No caso dos carbonatos continentais, a maioria dos trabalhos analisados não definem os ambientes diagenéticos com base nesses critérios. Por exemplo, Armenteros (2010) diferencia dois contextos geofornológicos para a ocorrência dos processos diagenéticos: áreas marginais da bacia, que são dominadas por processos de intemperismo; e áreas mais internas da bacia, que são dominadas por processos deposicionais. Todavia, alguns autores preferiram modificar a classificação de Longman (1980) acima descrita, adaptando o ambiente diagenético marinho para o lacustre (e.g. Bertani & Carozzi, 1984; Corrêa, 2016). Esta será a abordagem adotada neste trabalho (Figura 38), pois entende-se que, mesmo em um sistema lacustre, a composição química das águas meteóricas e da água do lago são distintas, em especial se pensarmos em um lago hipersalino e alcalino como provavelmente foi o ambiente de deposição da Formação Barra (Dias, 1988; Dias, 2005; Moreira *et al.*, 2007; Wright & Barnett, 2015; Saller *et al.*, 2016; Herlinger Jr, 2017). Já na diagênese que ocorre na zona mesogenética, segundo Armenteros (2010), os processos diagenéticos seriam muito semelhante aos que afetam os carbonatos marinhos, apesar das diferenças na composição das águas no ambiente deposicional.

Figura 38 - Ambientes diagenéticos modificados de Longman (1980) para o contexto lacustre



Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle, 2003.

A seguir, serão dados mais detalhes de cada ambiente diagenético, como definido por Longman (1980).

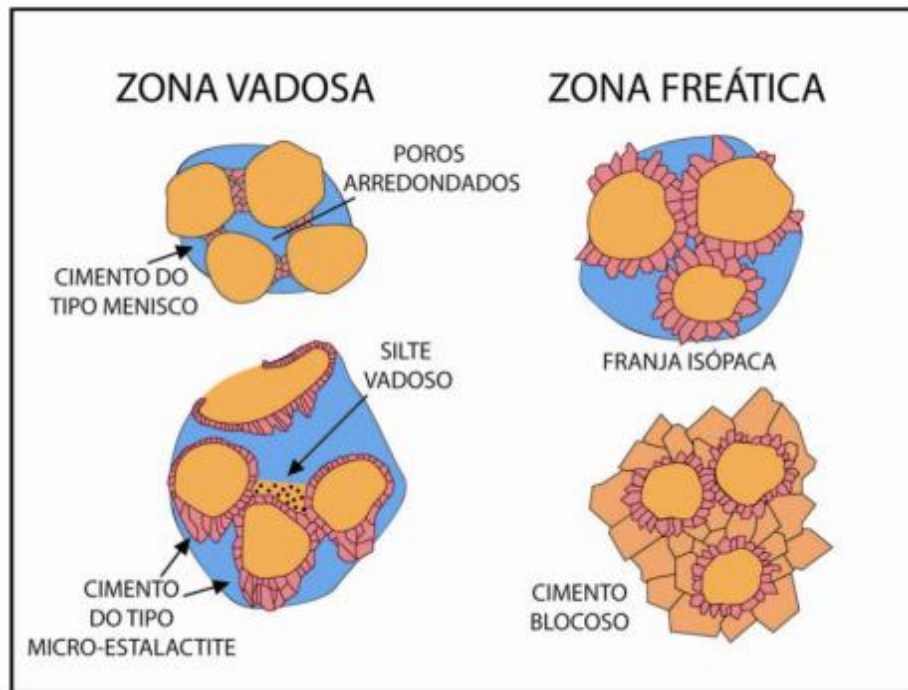
O ambiente meteórico vadoso corresponde à zona localizada entre a superfície de exposição e o nível freático. Nesse ambiente os poros são preenchidos por ar e/ou água doce. Pode ser dividido em três zonas onde predominam diferentes processos (do topo para a base): 1) zona de formação de solos – região onde se concentram processos pedogenéticos, que geralmente resultam em redução da qualidade permoporosa do depósito; 2) zona de dissolução – nessa zona ocorre a percolação de água meteórica insaturada em relação aos carbonatos, de pH ácido devido ao conteúdo de CO_2 proveniente da atmosfera e do solo; 3) zona de precipitação - a água meteórica, inicialmente insaturada em relação aos íons carbonáticos, percola o meio poroso e, a medida que dissolve os componentes carbonáticos na zona de dissolução, incorpora íons carbonáticos, tornando-se saturada em relação a eles. Assim, ocorre precipitação de cimento carbonático quando há perda de CO_2 , principalmente devido à evaporação. Algumas texturas dos cimentos que são gerados nesse ambiente refletem a distribuição seletiva da água nos poros do sedimento. Dentre eles são comuns os cimentos pendantes (microestalactite ou gravitacional), que são caracterizados por franjas assimétricas, mais espessas na parte inferior dos grãos (efeito gota), e os cimentos tipo menisco, localizado no contato entre os grãos, em poros onde havia água

e ar (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Esses últimos exibem uma superfície curva abaixo dos grãos.

O ambiente meteórico freático situa-se imediatamente abaixo do nível freático. Os poros nesse ambiente são totalmente preenchidos por água doce. Tal qual o ambiente meteórico vadoso, pode ser dividido em três zonas (do topo para a base): 1) zona de dissolução – onde ainda predominam processos de dissolução, com baixa ocorrência de cimentação; 2) zona de circulação ativa de água, caracterizada pela circulação de grandes volumes de água saturada em íons carbonáticos, gerando rápida cimentação e; 3) Zona estagnada – onde ocorre baixa movimentação de água e conseqüente pouca cimentação. Os cimentos típicos da zona freática são franjas isópacas e cimento blocoso (geralmente de calcita) que preenche os poros (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

A Figura 39 ilustra os principais tipos de cimento observados nos ambientes meteórico vadoso e meteórico freático.

Figura 39 - Desenho esquemático ilustrando diferentes tipos de cimentação meteórica.



Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle, 2003.

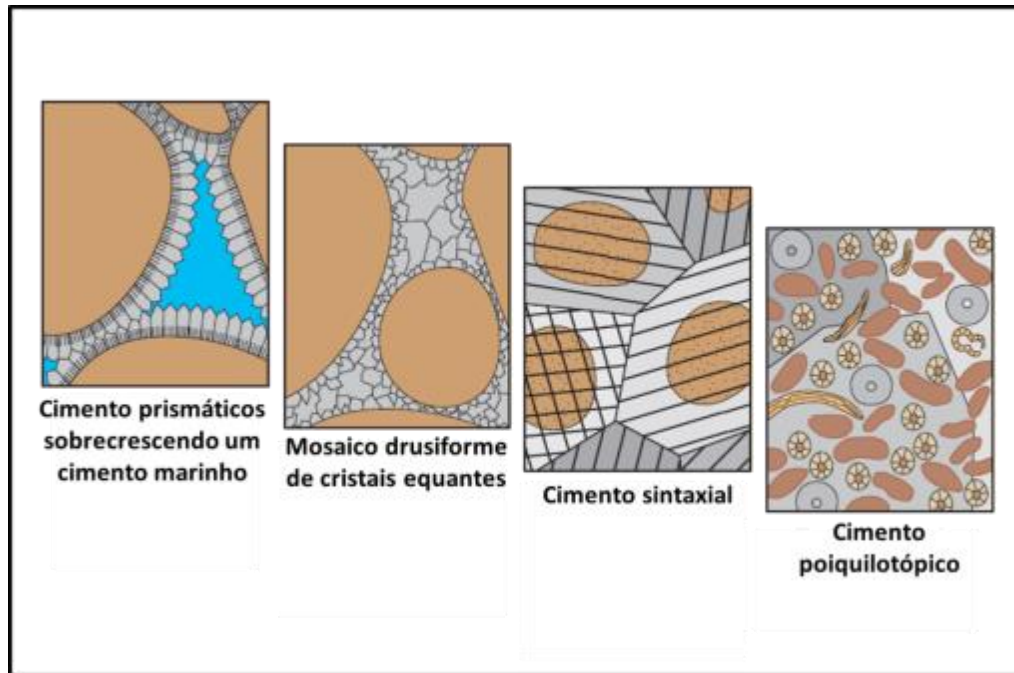
A zona de mistura corresponde a região onde ocorre a mistura da água meteórica com a água do mar/ lago salino, resultando em uma saturação dos poros em água salobra. Em condições favoráveis, pode ocorrer intensa dolomitização nessa zona, além de outros processos diagenéticos

como cimentação dissolução de aragonita e neomorfismo. No caso das coquinas da Bacia de Campos, estudadas por Bertani & Carozzi (1984), os autores propõem que nessa zona ocorreria precipitação de cimento em franja de sílica, que decorreria da mistura de duas soluções com forças iônicas diferentes, resultando em uma água insaturada em relação à calcita e pH neutro a ácido. Conseqüentemente, o fluido rico em sílica do ambiente lacustre freático levaria à lixiviação da calcita e precipitação de sílica.

O ambiente lacustre freático corresponde ao intervalo entre o assoalho lacustre e o topo do ambiente diagenético de subsuperfície, tendo os poros totalmente preenchidos por água do lago. Tem como limite lateral a zona de mistura.

O ambiente de subsuperfície compreende o intervalo onde as sequências carbonáticas encontram-se soterradas, e fora da influência dos processos de superfície (Moore, 1989). Os principais processos diagenéticos atuantes são: compactação física; compactação química (dissolução por pressão); cimentação; neomorfismo; alteração e maturação da matéria orgânica, com produção de ácidos e hidrocarbonetos (Choquette & James, 1987). Os cimentos calcíticos formados nesse ambiente são de baixo teor de magnésio. A maior parte cristaliza-se de forma lenta, e, portanto, são relativamente livres de imperfeições e límpidos. As morfologias incluem sobrecrecimento de cristais prismáticos, mosaicos de calcita equante, mosaicos de calcita drusiforme (com crescimento do tamanho dos cristais em direção ao centro dos poros), cimento poiquilotópico de calcita blocosa e cimento syntaxial (Figura 40). Contudo, nenhuma dessas texturas é exclusiva do ambiente de subsuperfície, sendo necessário adicionar mais evidências para a devida interpretação do ambiente (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Figura 40 - Tipos de cimento que frequentemente se formam no ambiente de subsuperfície



Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle, 2003.

3.5.3 Dolomita em sedimentos e rochas carbonáticas continentais

Como já discutido, dolomita, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, é um mineral carbonático de estrutura cristalina complexa, e distribuição desigual ao longo do tempo geológico, sendo mais abundante em rochas antigas do que nos sedimentos carbonáticos atuais. Essa discrepância continua um enigma, já que ainda não foi proposto um modelo abrangente que explique a formação da dolomita em diferentes ambientes deposicionais (Armenteros, 2010).

Quando observada nos depósitos carbonáticos, a dolomita pode ter origem primária ou secundária (de substituição). Todavia, essa interpretação muitas vezes apresenta imprecisões, principalmente em carbonatos continentais. Last (1990) considera dolomita primária aquela cujos cristais nuclearam diretamente da coluna d'água, e dolomita diageneticamente precoce é aquela que se forma a partir de soluções contidas nos poros de sedimentos recém depositados. Dolomita secundária é aquela que mostra evidências claras de substituição de um material prévio (dolomitização *sensu stricto*), mesmo que essa substituição aconteça em um estágio precoce, como é o caso dos dolocretes.

A ocorrência de dolomita primária ou de origem diagenética precoce ainda causa muitas dúvidas, pois até hoje não foi possível reproduzir sua precipitação em temperaturas ambientes. Alguns trabalhos, como por exemplo, o de Vasconcelos *et al* (1995), afirmam terem tido sucesso na síntese de dolomita em temperaturas ambientes através da mediação microbial, mas há dúvidas, devido ao ordenamento cristalográfico, se o que foi precipitado nesses experimentos seria verdadeiramente dolomita ou uma calcita de altíssimo teor de magnésio (Gregg *et al.*, 2015). Para Morrow (1990), a formação de dolomita em superfície é principalmente controlada pelos seguintes fatores: alto teor de Mg^{2+}/Ca^{2+} ; soluções de alta concentração iônica, geralmente promovida pela a evaporação; alta alcalinidade causada por processos de sulfatoredução e; mediação microbial. Deelman (2003) ainda conclui que a existência de alta ciclicidade entre períodos úmidos e secos, como comumente ocorre em sistemas lacustres, aparentemente é essencial para a nucleação de dolomita.

A maior parte da dolomita que ocorre nas rochas carbonáticas é enriquecida em Ca, que substitui o Mg na estrutura cristalina. No entanto, os cristais de dolomita associados a depósitos evaporíticos tendem a apresentar uma composição quase estequiométrica, pois são formadas em um clima árido que promove uma alta razão Mg/Ca, e conseqüentemente, uma abundância maior de Mg^{2+} nos fluidos (Tucker & Wright, 1990). O tamanho dos cristais é controlado principalmente pela cinética de nucleação, enquanto seu formato é regulado apenas pela cinética de crescimento. Portanto, em temperaturas mais baixas os cristais tendem a crescer através da adição de átomos, camada por camada, resultando em uma geometria facetada e por vezes zonada.

Em sistemas lacustres e *playa-lake* as dolomitas primárias e diageneticamente precoces consistem em cristais euédricos a anédricos, com tamanho de cristais submicrométricos até 7 μm . Sua composição é enriquecida em cálcio (comumente entre 51 e 58 mol% de $CaCO_3$) e de baixo ordenamento cristalino (Armenteros, 2010). Segundo Last (1990), as dolomitas presentes em sistemas lacustre de idades desde o Pleistoceno até os atuais são principalmente de origem primária e muitas delas estão associadas a condições salinas. Além disso, os lagos modernos onde há formação de dolomita são muito alcalinos (comumente com altas concentrações de SO_4^{2-}), e altas razões de Mg^{2+}/Ca^{2+} . A precipitação de dolomita se dá quando a razão Mg^{2+}/Ca^{2+} é superior a 7. No entanto, razões acima de 40 tendem a transformar dolomita em huntita ($CaMg_3(CO_3)_4$) e

magnesita (MgCaCO_3). Assim, a identificação desses minerais no registro geológico pode indicar condições de extrema aridez.

Devido à associação da formação de dolomita a processos evaporativos, sua ocorrência é mais frequente em lagos efêmeros, havendo precipitação primária em lagos perenes restrita a esporádicos episódios de aridez. A observação de dolomita primária nesses sistemas dá embasamento à interpretação de processos similares em depósitos lacustres antigos, onde muitas vezes é difícil determinar se as dolomitas tem origem primária ou secundária.

Grandes acumulações de dolomita também ocorrem em contexto continental na forma de dolocretes, que consistem em espessas zonas compostas por cimento de finos cristais de dolomita que preenchem o espaço poroso, mas também podem substituir um protólito ou ter origem displaciva (Tucker & Wright, 1990). Podem ocorrer tanto no ambiente vadoso, associados a processos pedogenéticos, quanto no ambiente freático.

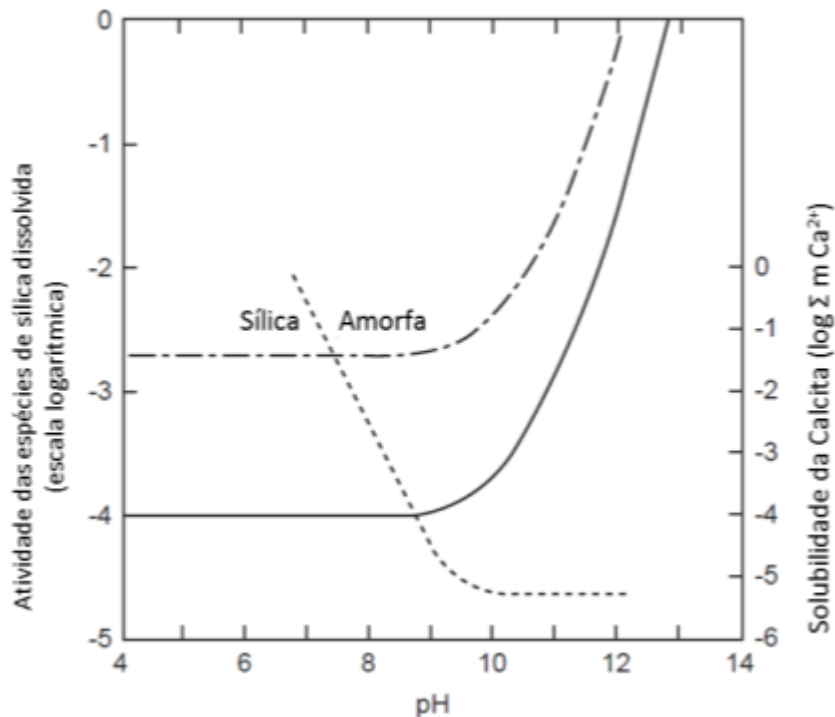
3.5.4 Silicificação de rochas carbonáticas continentais

A silicificação de rochas carbonáticas é um processo diagenético que envolve a substituição maciça dos minerais carbonáticos por minerais de sílica (SiO_2 -opala, quartzo e moganita), e também a cimentação de seus poros por esses minerais. Quando esses processos são volumetricamente significativos, são geradas rochas de sílica (Bustillo, 2010). Quando essas rochas são compostas por sílica microcristalina ou criptocristalina podem ser chamadas de *chert*. Os corpos de sílica podem ocorrer na forma de nódulos, níveis, lentes, e formatos irregulares. Quanto ao tamanho, podem apresentar tamanhos milimétricos até muitos metros de comprimento, podendo ocorrer encaixados no acamamento sedimentar ou ao longo de fraturas.

A maior parte dos processos de silicificação observados nos carbonatos continentais são interpretados como tendo ocorrido durante seu soterramento raso, ou durante a diagênese meteórica de sedimentos carbonáticos lacustres e palustres. Wells (1983) resumiu os mecanismos geradores de *chert* em um lago com deposição carbonática em: (1) precipitação primária abiótica de sílica na forma de gel; (2) substituição de calcita singenética e diagenética precoce; (3) cimentação durante a mesodiagênese; (4) silicificação precoce, com formação de silcrete.

A condição geoquímica geral para que ocorra a silicificação de rochas carbonáticas é a existência em seus poros de fluidos supersaturados em relação a fase de sílica precipitada, e insaturados em relação aos minerais carbonáticos dissolvidos, sendo que o principal controle da precipitação de sílica são as flutuações de pH (Bustillo, 2010). Para valores de pH acima de 9, a solubilidade da sílica aumenta drasticamente, já para valores de pH abaixo de 9 ocorre precipitação de sílica (Siever, 1962). Existe uma relação inversa de solubilidades entre a calcita e a sílica, como pode ser observado na Figura 41. Mudanças no pH da água de lagos pode ser relacionada a variações climáticas. Assim, condições mais áridas favorecem a precipitação de minerais carbonáticos (pHs mais altos) e climas mais úmidos podem proporcionar a precipitação de sílica (Bustillo, 2010).

Figura 41 - Superposição de curvas de solubilidade de calcita e sílica em relação ao pH.



Legenda: A curva tracejada corresponde à pressão de CO₂. A linha contínua representa a concentração total de sílica dissolvida que está em equilíbrio com o quartzo. A curva restante é da sílica amorfa.

Fonte: Modificado de Bustillo (2010).

Para que sejam gerados fluidos enriquecidos em sílica é necessário que exista uma fonte, que pode ter origem em vários processos. Segundo Bustillo (2010), a maior parte dos processos de silicificação pode ser explicada pela redistribuição da sílica biogênica, já que a mesma possui

uma suscetibilidade maior a dissolução do que as demais formas de sílica. São fontes comuns de sílica biogênica as carapaças de diatomáceas, pequenas esponjas, fitólitos. Mais raramente, a dissolução de silicatos pode fornecer volumes consideráveis de sílica (Tosca & Wright, 2015). Outras fontes particularmente comuns em riftes continentais e bacias vulcanicamente ativas, como foi o caso do ambiente de deposição da Formação Barra Velha, são a alteração de rochas e cinzas vulcânicas, e fontes hidrotermais (Bustillo, 2010).

Hesse (1989) e Maliva & Siever (1989) descrevem três mecanismos principais de substituição de carbonatos por sílica, sendo eles: (1) a produção de CO₂ devido a decomposição da matéria orgânica, ou a introdução de CO₂ como resultado da atividade biológica, gerando um rebaixamento local do pH que afeta a solubilidade da calcita e induz a precipitação de sílica; (2) oxidação do sulfeto de hidrogênio (H₂S), com consequente redução do pH nos limites anóxicos/óxicos do corpo d'água; e (3) dissolução de calcita e precipitação de sílica através da mistura das águas marinhas e continentais. No ambiente continental, o mesmo mecanismo pode ocorrer em lagos salinos, onde há mistura da água do lago e da água meteórica (Nickel, 1982). Nesses ambientes, é comum a associação de sílica (*chert*) e dolomita, principalmente *mudflats* salinos, lagos rasos e *pounds*. Isso ocorre porque os ambientes alcalinos oferecem condições químicas adequadas para a dissolução de minerais silicáticos, e consequentemente a formação de fluidos muito ricos em sílicas, mas também oferece condições propícias a precipitação de carbonatos magnesianos (Peterson & Von der Borch, 1965; Tosca & Wright, 2015).

A maior parte dos processos de silicificação que afetam os carbonatos continentais ocorre no final de sequências regressivas, onde o ambiente passa de lacustre raso para um ambiente palustre. Assim, a flutuação do nível d'água causa a exposição dos sedimentos carbonáticos (Bustillo *et al.* 2002). Nesse contexto, é comum a formação de silcretos, que a exemplo dos dolocretes, consistem em zonas espessas compostas por cimento de pequenos cristais de sílica, podendo ter origem em processos pedogenéticos ou podem ser formados através de flutuações do nível freático ou através do fluxo lateral de águas subterrâneas enriquecidas em sílica.

Grande parte dos processos geológicos que geram silicificação de sedimentos e rochas carbonáticas são singenéticos ou diageneticamente precoces (Bustillo, 2010). No ambiente mesogenético, a silicificação é menos comum, e as principais razões são: (1) a sílica biogênica intraformacional não existe nesse ambiente diagenético, pois a opala que constitui as carapaças

silicosas ou já foram totalmente dissolvidas ou foram recristalizadas para quartzo (mais estável); (2) as mudanças de pH dos fluidos que preenchem os poros não são tão comuns como as observadas no ambiente eogenético; (3) filamentos orgânicos são raros no ambiente mesogenético (Bustillo, 2010). Mesmo assim, eventos de silicificação também ocorrem durante a mesodiagênese, podendo ter como fontes de sílica processos de dissolução por pressão do quartzo e a transformação de esmectita para illita (Hesse, 1997). Além disso, a sílica pode ter origem extraformacional, comumente preenchendo fraturas.

3.5.5 O papel dos microrganismos e da matéria orgânica na precipitação de minerais carbonáticos

Para os depósitos carbonáticos lacustres, a presença e atividade de microrganismos e de matéria orgânica pode ter um profundo impacto tanto para a precipitação primária de minerais carbonáticos, quanto para os processos eodiagenéticos dos depósitos carbonáticos não marinhos (De Boever *et al.*, 2017). Tal influência vem sendo mais bem entendida nos últimos anos, principalmente com o uso de experimentos laboratoriais, e fornecem modelos explicativos para minerais como dolomita, sílica e argilominerais magnesianos, cuja ocorrência tanto em sistemas atuais quanto no registro geológico ainda suscita dúvidas.

Dupraz *et al.* (2009) fazem uma importante revisão sobre os princípios da precipitação de minerais carbonáticos em esteiras microbiais, com o intuito de facilitar o entendimento o papel da matriz orgânica das esteiras, ou do EPS (*extracellular polymeric substances*) na composição e na morfologia dos precipitados. Além disso, os autores revisam e introduzem termos importantes que serão utilizados no presente trabalho: organomineral; organomineralização; mineralização bioinduzida e; mineralização bioinfluenciada.

É chamado de *organomineral* todo mineral que precipita-se pela interação com organopolímeros, componentes bioorgânicos, e/ou componentes orgânicos não biológicos, sem evidências de controle biológico direto, seja ele esquelético, intracelular ou extracelular (Perry *et al.*, 2007). Portanto, os organominerais consistem em evidências indiretas da atuação biológica no ambiente. O processo de precipitação desse tipo de minerais é chamado de organomineralização, e pode ser um processo intrínseco (dado pelo metabolismo microbial) ou

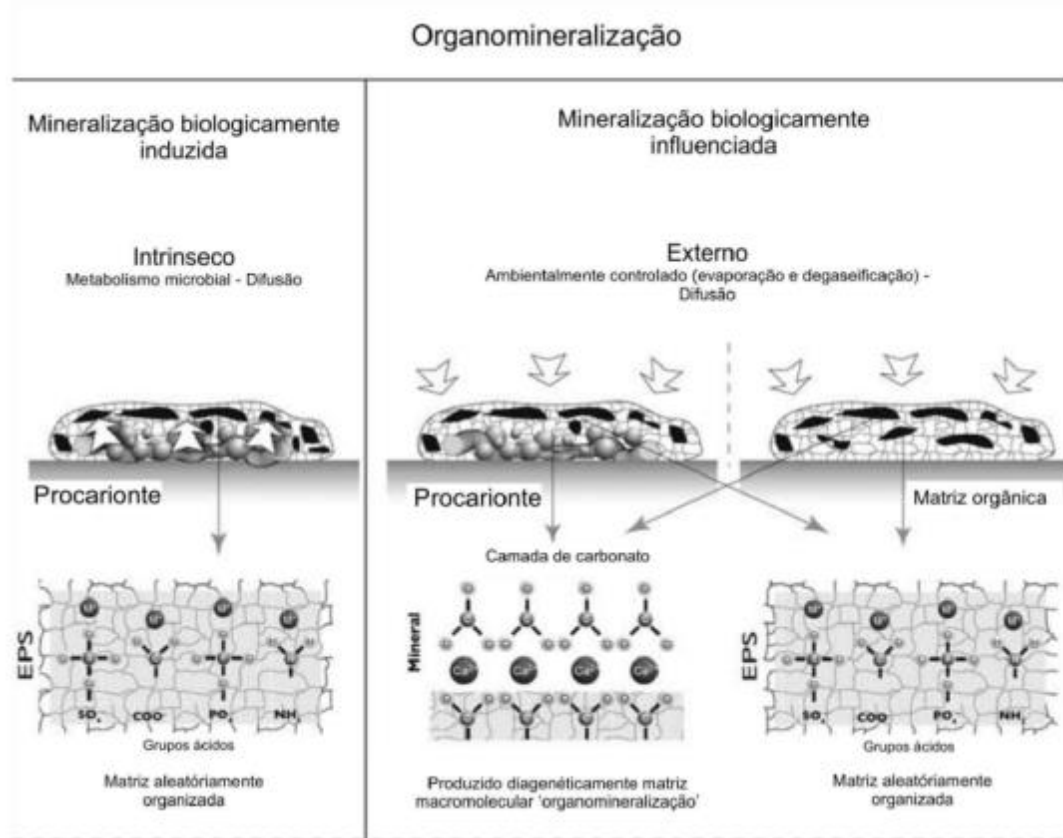
extrínseco (ambientalmente controlado, e.g. degaseificação, evaporação). Ou seja, a organomineralização pode ser um processo ativo (bioinduzido) ou passivo (bioinfluenciado) (Dupraz *et al.*, 2009), como pode ser observado na Figura 42.

A mineralização bioinduzida é a aquela que ocorre evidentemente como resultado da atividade microbiana. Não deve ser confundida com a mineralização biologicamente controlada, onde os organismos selecionam os elementos no meio e precipitam minerais (biominerais) que são incorporados diretamente nas estruturas funcionais das células como, por exemplo, em suas carapaças. Já a mineralização bioinfluenciada refere-se a mineralização passiva da matéria orgânica, onde parâmetros ambientais externos, não a atividade microbiana, são os responsáveis pela criação das condições necessárias a precipitação dos minerais carbonáticos. Uma matriz orgânica, no entanto, é envolvida numa precipitação bioinfluenciada, influenciando a morfologia e a composição dos cristais através das interações entre o mineral que se forma e a matéria orgânica, servindo como um *template* para a precipitação (Dupraz *et al.*, 2009).

3.5.5.1 Componentes da organomineralização

Esteiras microbianas podem ser definidas como biofilmes organossedimentares, dominados por cianobactérias, que exibem ciclos elementares acoplados a elas (Dupraz *et al.*, 2009). Interações complexas entre esteiras microbianas e o ambiente ao seu redor podem resultar na produção de organominerais (Figura 43) (Dupraz *et al.*, 2009). No entanto, detalhes específicos dessas interações e o papel do metabolismo microbiano nos produtos minerais ainda não é totalmente entendida.

Figura 42 - Processos de organomineralização induzida e influenciada



Legenda: Organomineralização induzida (esquerda), onde a atividade metabólica modifica o microambiente e propicia a precipitação do mineral; e organomineralização influenciada (direita), onde ocorre mineralização passiva. Em ambos os casos a matriz orgânica condiciona a morfologia e composição dos cristais.

Fonte: Modificado de Dupraz *et al.* (2009).

Mesmo assim, segundo Dupraz *et al.* (2009), vários estudos indicam que as esteiras microbiais agem como “biorreatores geoquímicos”, com dois componentes principais: 1) a comunidade microbiana, cujo metabolismo altera o ambiente geoquímico ao seu redor, agindo como um “motor da alcalinidade” ao alterar as concentrações de Ca^{2+} e CO_3^{2-} da água, ou alterando sua razão de solubilidade; 2) a matriz de EPS, cujas propriedades influenciam a formação do mineral através da captura/liberação de cátions, mas também provendo sítios de nucleação.

O chamado “motor da alcalinidade” (Dupraz *et al.*, 2009) consiste nos vários processos que aumentam a alcalinidade do meio, indiretamente promovendo a precipitação de minerais carbonáticos (Figura 43). Esses processos podem ser causados por fatores intrínsecos ou extrínsecos. Quando as alterações na alcalinidade resultam de processos físico-químicos no

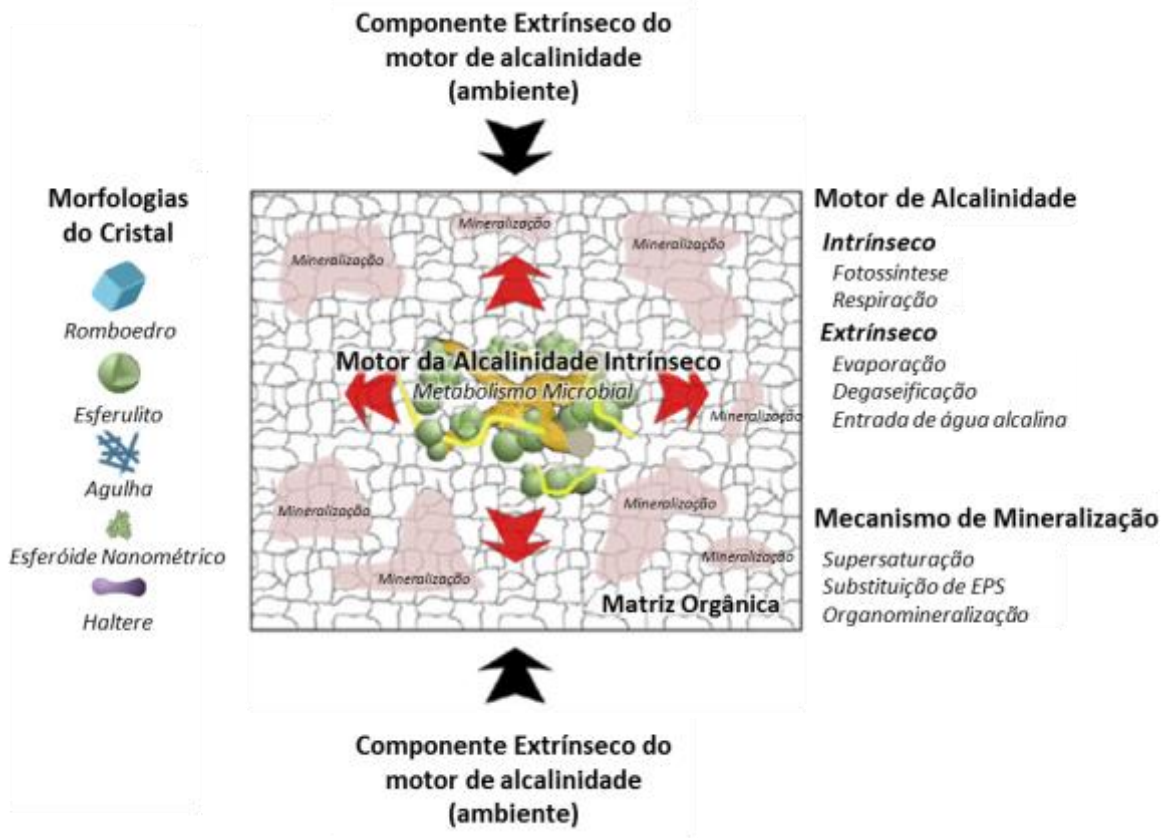
microambiente, tais mudanças são conduzidas extrinsecamente. Todavia, quando a alcalinidade é controlada pelas comunidades que alteram o microambiente ao seu redor através de seu metabolismo, as mudanças são conduzidas intrinsecamente.

A matriz de EPS (*extracellular polymeric substances*) não faz parte do “motor da alcalinidade”. Trata-se de uma extensão das células e uma parte integral da esteira microbiana, composta por polissacarídeos produzidos por bactérias e algas, podendo incluir proteínas, peptídeos, grupos funcionais ácidos não carbohidratados, como piruvato ($C_3H_4O_3$) ou succinato ($C_4H_6O_4$), componentes inorgânicos, como sulfatos e fosfatos, e até mesmo DNA extracelular (Sutherland, 2001a,b,c,d). Sob o ponto de vista da organomineralização, a matriz de EPS é o sítio onde os minerais carbonáticos nucleiam e crescem, tendo um impacto expressivo na morfologia e mineralogia dos precipitados (Figura 43). Tal precipitação pode ocorrer de forma bioinduzida, onde a matriz de EPS é modificada pelos micróbios, e serve de substrato metabólico para a precipitação mineral, ou de forma bioinfluenciada (Dupraz *et al.*, 2009), através de um dos seguintes mecanismos (Figura 43): 1) supersaturação dos sítios de captura de cátions; 2) alteração digenética do EPS (substituição da matriz de EPS).

3.5.5.2 O controle do EPS nos minerais carbonáticos precipitados

Comunidades microbianas são ubíquas em basicamente todos os ambientes, e células de bactérias e/ ou sua matriz de EPS são propícias a servir de substrato para a precipitação de carbonatos e, por extensão, de serem passiva ou ativamente incorporadas às rochas carbonáticas. Assim, a distinção entre processos bióticos e abióticos de precipitação não são claros (Dupraz *et al.*, 2009).

Figura 43 - Fatores que contribuem para a organomineralização



Legenda: A organomineralização pode ser dividida em dois elementos muito próximos: O chamado “motor da alcalinidade” e a matriz orgânica onde o mineral será nucleado. O “motor da alcalinidade” apresenta dois componentes: um componente intrínseco (metabolismo microbioal) e um componente extrínseco (fatores ambientais). A matriz de EPS, que também é derivada da atividade microbioal, não faz parte do “motor da alcalinidade”. A matriz pode influenciar fortemente a forma do mineral e sua composição, resultando em uma gama de morfologias e mineralogias.

Fonte: Modificado de Dupraz *et al.*, 2009.

A definição da mineralização bioinduzida implica numa ação direta da biota no microambiente ao seu redor que resulta na precipitação de minerais carbonáticos. Já a precipitação bioinfluenciada não pode ser considerada puramente abiótica, já que a matéria orgânica é biologicamente produzida (Dupraz *et al.*, 2009).

A precipitação mineral em esteiras microbiais exibe um vasto espectro de morfologias (e.g. micrita, romboedros, bastonetes, agulhas e esferulitos) e mineralogias (e.g. aragonita, calcita, vaterita, dolomita). Mesmo assim, esses aspectos morfológicos não excluem um controle puramente abiótico desse tipo de precipitado, já que foram observadas formas semelhantes precipitadas abioticamente em uma matriz de gels de sílica. Assim, para determinar

conclusivamente a origem biótica de um precipitado, é necessário adicionar outros critérios como, por exemplo, biomarcadores.

A atuação de esteiras microbiais na precipitação mineral é utilizada por vários autores para explicar a ocorrência de dolomita nos depósitos sedimentares (e.g Vasconcelos et al, 1995; Vasconcelos & McKenzie, 1997; Wright & Wacey, 2005), já que esse mineral jamais foi precipitado em experimentos abióticos em temperaturas ambientes. Os microrganismos atuam na indução de precursores de calcita de alto teor de Mg e dolomitas cálcicas de ordenamento cristalográfico imperfeito. Com a estabilização desses precipitados, e sob condições físico-químicas favoráveis, ocorreria o crescimento dos cristais de dolomita. Wang *et al* (2009) sugere um mecanismo bioinfluenciado para a precipitação de dolomita em esteiras microbiais. Nesse mecanismo, o rearranjo dos grupos funcionais ácidos durante a degradação do EPS permitiria a essa matriz atuar como sítios preferenciais de nucleação de dolomita.

Além dos minerais carbonáticos, esteiras microbiais podem servir como sítios preferenciais de nucleação de argilominerais magnesianos (Tosca *et al.*, 2011), e também promovem a silicificação de biofilmes e microbialitos. Renaut *et al.* (1998) propõe que ocorreria precipitação de sílica devido aos íons OH^- e grupos carboxílicos presentes nas esteiras microbiais, que permitiriam a captura do ácido silícico da água e posterior precipitação de sílica. Bustillo (2010) também levanta a hipótese que pequenas mudanças no pH e na concentração de CO_2 , biologicamente induzidas por algas fotossintetizantes presentes nos biofilmes, promoveriam a dissolução de calcita e precipitação de sílica, em um processo diagenético muito precoce.

3.6 Porosidade em rochas carbonáticas

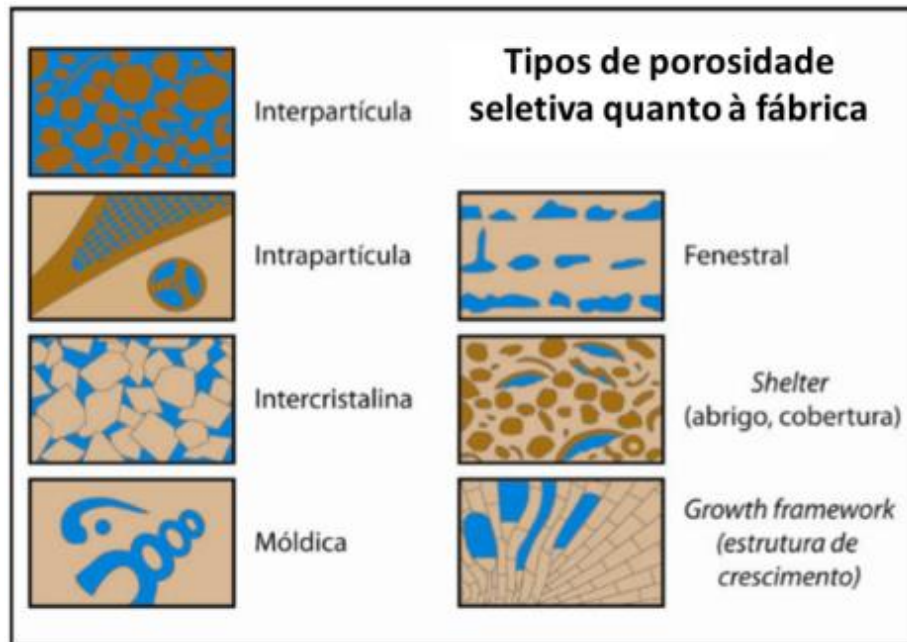
O sistema poroso das rochas carbonáticas apresenta complexidades físicas e genéticas que, de modo geral, não ocorrem em rochas siliciclásticas (Moore, 1989). Isso é devido principalmente à alta reatividade dos minerais que constituem essas rochas, que as torna muito suscetíveis à ação de processos diagenéticos que começam a atuar logo após sua deposição (Whitaker & Smart, 2011). Assim, a porosidade final de uma rocha carbonática pode ou não estar relacionada com o ambiente deposicional. Portanto, a porosidade original de uma rocha

(porosidade primária) pode ser totalmente obliterada durante a diagênese, e/ou uma nova porosidade pode ser gerada pela ação desses processos (porosidade secundária).

Choquette & Pray (1977) propuseram uma classificação de tipos de poros que é até hoje amplamente aceita e utilizada no meio geológico. Esta classificação combina termos que são englobados em quatro categorias de observação: os tipos básicos de poros; os modificadores genéticos (processo formador, estágio de evolução e tempo de formação dos poros); o tamanho dos poros e; abundância dos poros. Na prática, a maioria dos trabalhos geológicos especificam apenas o tipo básico de poro, juntamente com um ou dois termos modificadores que sejam mais adequados as suas necessidades (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

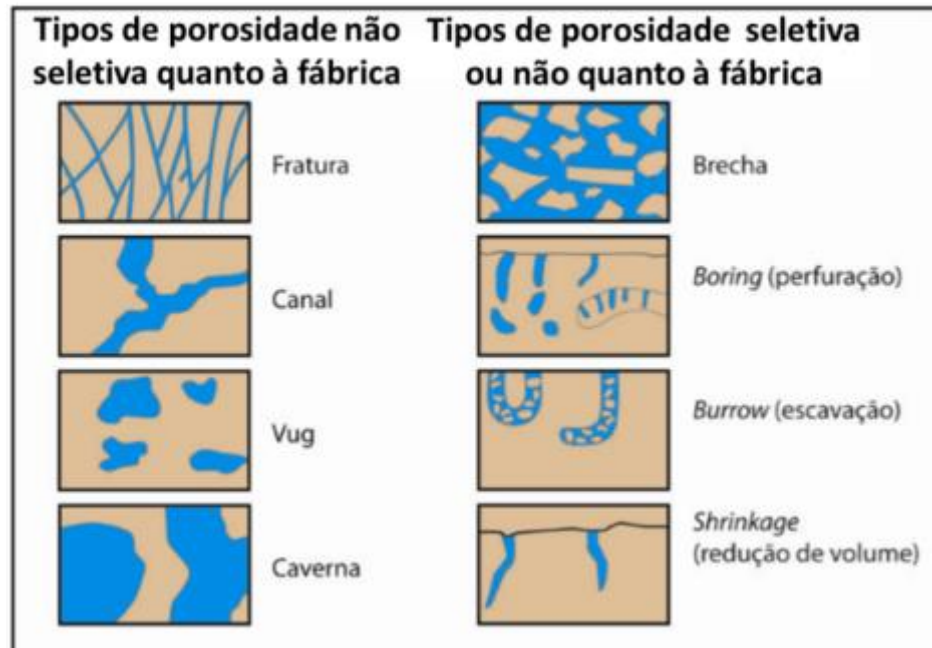
Os tipos básicos de poros definidos por Choquette & Pray (1977) são divididos em três classes, que se baseiam essencialmente em sua gênese: Porosidade seletiva quanto à fábrica (Figura 44); porosidade não seletiva quanto à fábrica; e porosidade seletiva ou não quanto à fábrica (Figura 45). A porosidade é seletiva quanto a fábrica quando há uma relação de dependência entre os constituintes da rocha, sendo eles primários ou diagenéticos, e o sistema poroso. Os autores definiram 7 tipos de poros que se encaixam nessa categoria, sendo os mais frequentes os poros dos tipos interpartículas (ocorrem entre os grãos), intrapartículas (ocorrem dentro do grão), intercrystalino (ocorrem entre os cristais de cimento), e *growth framework* (ocorrem dentro de estruturas de crescimentos orgânicos). Já para os poros não seletivos quanto a fábrica, foram definidos 4 tipos relacionados basicamente a processos de dissolução, sendo eles dos tipos fraturas, *vugs*, canais e cavernas. Por fim, a classe de poros seletivos ou não quanto a fábrica engloba 4 tipos de poros que são reconhecidos pela sua gênese, sendo eles dos tipos brecha, contração (relacionada a exposições subaéreas), escavação e perfuração (os dois últimos são relacionados a bioturbação). A Tabela 1 mostra os termos modificadores dos tipos básicos de porosidade propostos por Choquette & Pray (1977).

Figura 44 - Tipos de porosidade seletiva quanto a fábrica.



Fonte: Modificado de SCHOLLE; Ulmer-Scholle, 2003.

Figura 45: Tipos de porosidade não seletiva e seletiva ou não quanto à fábrica



Fonte: Modificado de SCHOLLE; Ulmer-Scholle, 2003.

Tabela 1 - Termos modificadores propostos por Choquette & Pray (1977)

<p><u>Termos modificadores:</u></p> <p>Processos: dissolução, cimentação, sedimentos internos.</p> <p>Estágio: alargado, reduzido, preenchido.</p> <p><u>Tempo de formação:</u></p> <p>Primária: pré-deposicional e deposicional.</p> <p>Secundária: eogenética, mesogenética, telogenética.</p> <p><u>Tamanho:</u></p> <p>Megaporo: grande (32 a 256 mm), pequeno (4 a 32 mm)</p> <p>Mesoporo: grande (0,5 a 4 mm), pequeno (0,0625 a 0,5 mm)</p> <p>Microporo: menor que 0,0625 mm.</p>

Fonte: Modificado de Choquette & Pray (1977).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho teve como foco a caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética de um intervalo pertencente à Sequência K46-48 da Formação Barra Velha, que compõe os reservatórios de um campo da Bacia de Santos. As atividades desenvolvidas para que tal objetivo fosse atingido se agruparam em oito fases:

- a) revisão bibliográfica;
- b) consolidação da base de dados e seleção dos poços a serem estudados;
- c) descrição de testemunhos e amostras laterais;
- d) interpretação de perfis de imagem;
- e) correlação estratigráfica;
- f) análise petrográfica;
- g) análises complementares;
- h) modelagem numérica.

4.1 Revisão bibliográfica

Foi feita uma pesquisa bibliográfica detalhada sobre o contexto tectônico e sobre os principais aspectos sedimentares e diagenéticos dos carbonatos que constituem a Formação Barra Velha da Bacia de Santos e suas seções correlatadas nas bacias de Campos e Kwanza. Além disso, foi feita uma revisão sobre conceitos básicos importantes para o estudo de rochas carbonáticas (mineralogia, classificação, sistema poroso) e também foram verificadas as particularidades da sedimentação carbonáticas em contexto lacustre, assim como dos processos diagenéticos que atuam nos carbonatos continentais. Por fim, foi dada uma maior atenção ao papel da matéria orgânica e da atividade microbial na precipitação de minerais carbonáticos. Os principais pontos levantados nessa revisão bibliográfica foram discutidos nos capítulos anteriores.

4.2 Consolidação da base de dados e seleção dos poços a serem estudados

O campo foco deste estudo possui uma extensa base de dados provenientes de 28 poços já perfurados na área. Esses dados incluem uma ampla amostragem de rocha (testemunhos e amostras laterais rotativas), além de perfis elétricos dos poços, fotos e tomografia dos intervalos testemunhados, e sísmica 3D. No entanto, para a realização deste trabalho foi feita uma seleção de poços, tendo como critérios a maior disponibilidade de dados e amostras (Figura 54), e a localização dos mesmos, tentando abranger a maior área possível do campo; além de analisar poços em contextos estruturais diferentes.

Assim, foram selecionados 4 poços, aqui denominados **A**, **B**, **C** e **D**. A Figura 46 mostra um mapa estrutural do topo da Formação Barra Velha na área de estudo com a localização dos poços selecionados, e de 3 seções sísmicas apresentadas abaixo.

Pode-se observar na Figura 46 que a estrutura do campo constitui um alto estrutural alongado na direção NE-SW, limitado por falhas normais NNE. Adjacente ao alto principal ocorre uma área transicional, de declividade mais acentuada, aqui denominada de “flanco” (Figura 47). Nas regiões NE e SW localizam-se duas áreas mais baixas e planas em comparação ao alto principal, aqui denominados “terraços” norte (Figura 48) e sul (Figura 49). Essas áreas também possuem uma complexidade estrutural menor em comparação ao alto principal, apresentando menor quantidade de falhas. Portanto, foram escolhidos poços representativos desses contextos, que serão brevemente apresentados a seguir.

Poço A: Localiza-se no alto principal da plataforma carbonática (Figura 47). Ao observar os perfis de ressonância magnética (RMN), nota-se que são reservatórios de excelente qualidade permoporosa (Figura 50). Este será o poço chave do presente estudo, pois possui amostragem contínua da Sequencia K46-48 da Formação Barra Velha.

Poço B: Localiza-se na porção sul da área (terraço sul), a 9.4 km de distância do poço A (Figura 48). A qualidade de seus reservatórios é inferior às do poço A, sendo que sua porção inferior não apresenta permoporosidade (Figura 51).

Poço C: Localiza-se na porção norte do campo (terraço norte), a cerca de 11.5 km do poço A (Figura 49), em um contexto semelhante ao do poço B, com qualidade de reservatório também parecida (Figura 52)

Poço D: Localiza-se em uma porção adjacente ao poço A, a 2.5 km do mesmo, mas em um contexto de flanco (Figura 47). A qualidade permoporosa dos reservatórios nesse poço é intermediária em comparação ao poço A e aos poços B e C (Figura 53).

É importante ressaltar que provavelmente não ocorreram inversões estruturais significativas na área, já que os refletores sísmicos apresentam espessamento em direção à bacia e aos falhamentos principais, como pode ser observado nas 3 seções sísmicas apresentadas.

A tabela 2 resume amostras de cada um dos poços selecionados. Além desses dados, todos os poços possuem uma suíte completa de perfis elétricos, sendo eles: raios *gama* (GR), raios *gama* espectral (GR SPEC), resistividades rasa (RS) e profunda (RD), densidade (RHOB), nêutrons (NPHI), fator fotoelétrico (PE), sônico compressional (DTCO), ressonância magnética (RMN), litogeoquímico (LITO GEO), imagem acústica (IMG AC) e imagem resistiva (IMG RES). A tabela 3 resume as principais características desses perfis e como os mesmos são utilizados.

Todos os dados disponíveis para os poços, assim como os dados gerados ao longo deste trabalho foram compilados e carregados em uma base Petrel®.

Tabela 2 - Amostras disponíveis para os poços selecionados

Amostras Disponíveis			
Poço	Testemunho (m)	Amostras Laterais Rotativas	Lâminas Petrográficas Descritas
A	197	46	80
B	11	121	25
C	28	91	61
D	29	73	55

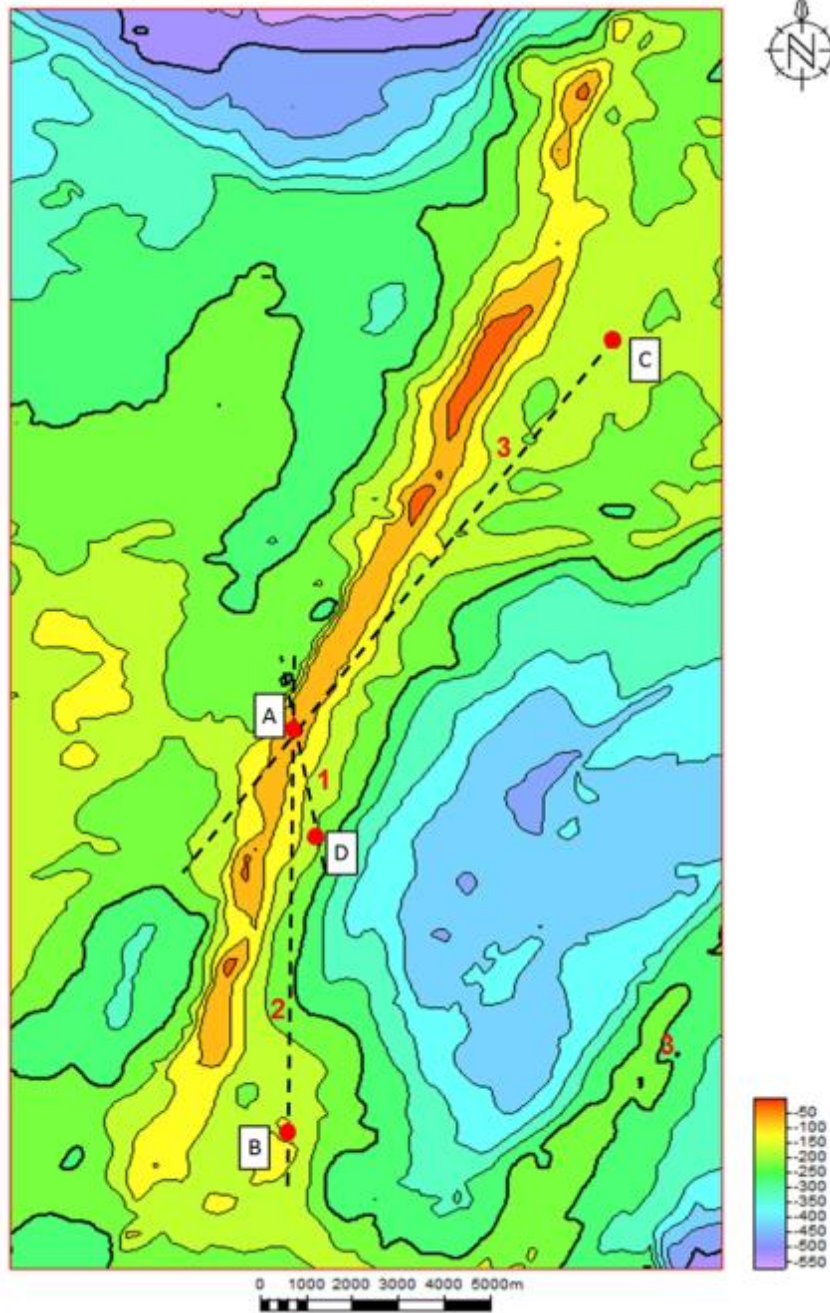
Fonte: A autora, 2018.

Tabela 3: Princípio físico e aplicação dos perfis elétricos utilizados

Perfis Elétricos		
Perfil	Princípio Físico	Aplicação
Raios Gama (GR)	Raios Gama Naturais	Cálculo de argilosidade; Correlação estratigráfica
Densidade (RHOB)	Interação com Raios Gama induzidos (Efeito Compton)	Porosidade total; Identificação de fluidos (gás);
Nêutrons (NPHI)	Interação com nêutrons induzidos (Termais, Epitermais e Raios Gama de captura)	Porosidade total; Identificação de fluidos (gás);
Resistividade (RD e RS)	Resistência à corrente elétrica	Identificação de fluidos; Identificação de zonas argilosas
Fator Fotoelétrico (PE)	Índice de absorção fotoelétrica (Efeito Compton e Fotoelétrico)	Mineralogia; Correlação estratigráfica
Sônico (DT)	Tempo de trânsito de ondas acústicas	Porosidade total; Amarração sísmica/poço; Correlação estratigráfica
Ressonância Magnética (RMN)	Tempo de relaxamento dos spins de Hidrogênio (após polarização induzida)	Porosidade total, efetiva e de fluido livre; estimativa de permeabilidade
Litogeoquímico (LITO GEO)	Interação com nêutrons induzidos (Raios Gama de captura)	Mineralogia; Correlação estratigráfica
Imagem Acústica (IMG AC)	Tempo de trânsito e amplitude de ondas acústicas	Interpretação de fácies sedimentares; Medida da atitude de acamamentos, falhas e fraturas
Imagem Resistiva (IMG RES)	Distribuição da intensidade de corrente elétrica	Interpretação de fácies sedimentares; Medida da atitude de acamamentos, falhas e fraturas

Fonte: A autora, 2018.

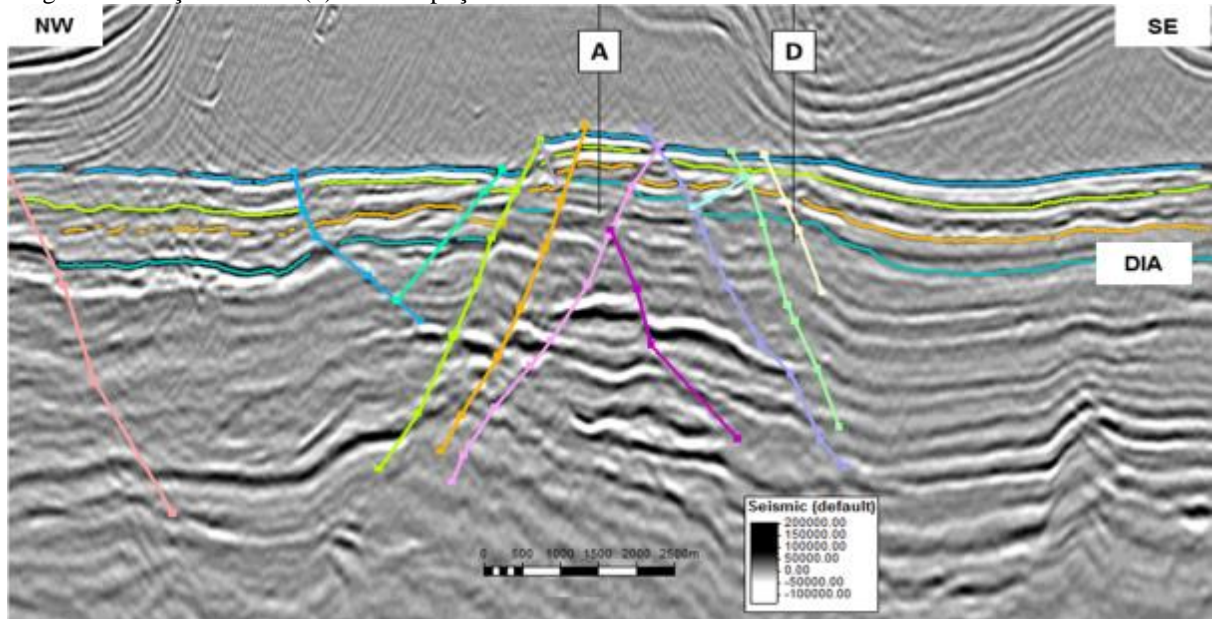
Figura 46 – Localização dos poços selecionados e seções sísmicas



Legenda: Mapa estrutural do topo da Fm. Barra Velha, mostrando a localização dos poços selecionados (A,B,C e D) e das seções sísmicas interpretadas (linhas tracejadas). Os valores de cota foram descaracterizados para esse estudo.

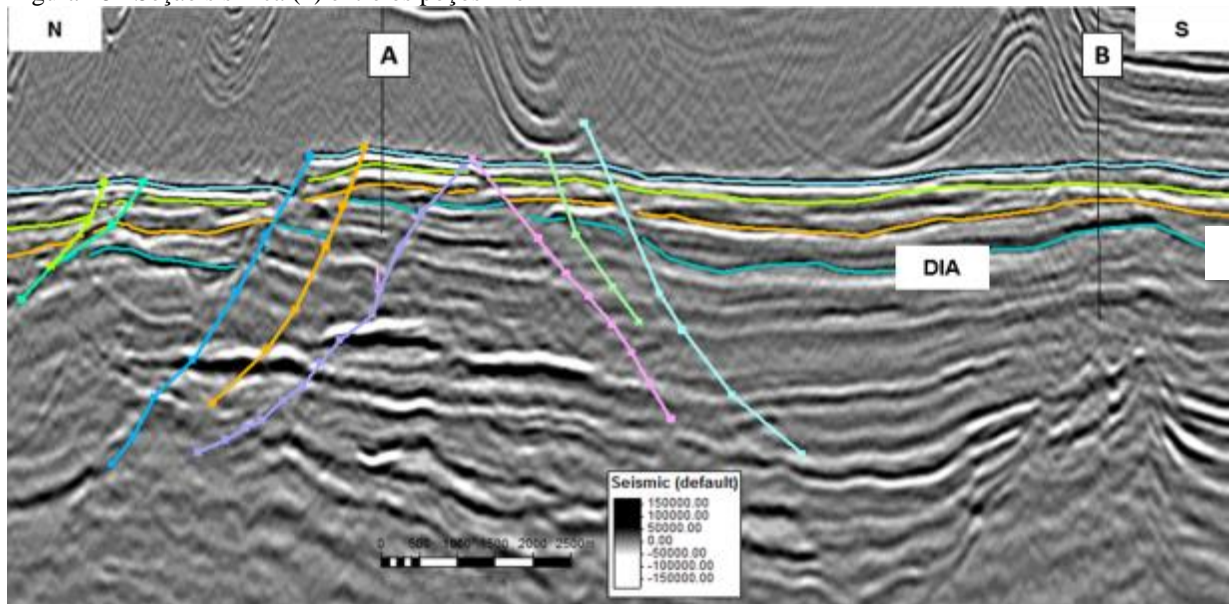
Fonte: A autora, 2018.

Figura 47 - Seção sísmica (1) entre os poços A e D



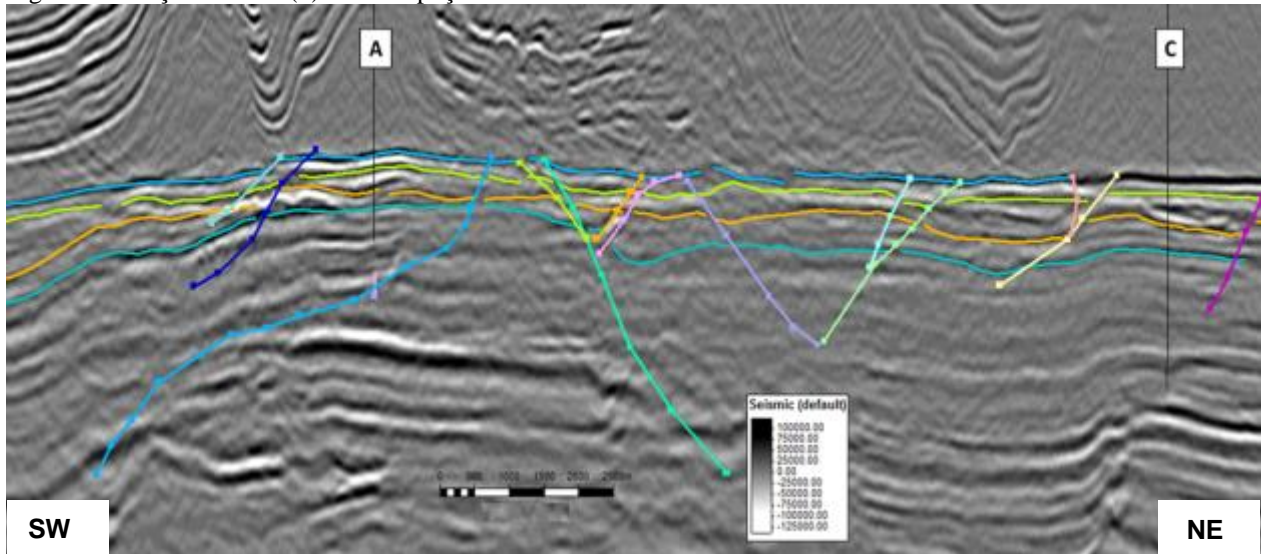
Legenda: Seção sísmica (2) entre os poços A e B mostrando os horizontes de continuidade regional da Fm. Barra Velha e as principais falhas mapeadas. Exagero vertical: 3 vezes.
 Fonte: A autora, 2018.

Figura 48 - Seção sísmica (2) entre os poços A e B



Legenda: Seção sísmica (2) entre os poços A e B mostrando os horizontes de continuidade regional da Fm. Barra Velha e as principais falhas mapeadas. Exagero vertical: 3 vezes.
 Fonte: A autora, 2018.

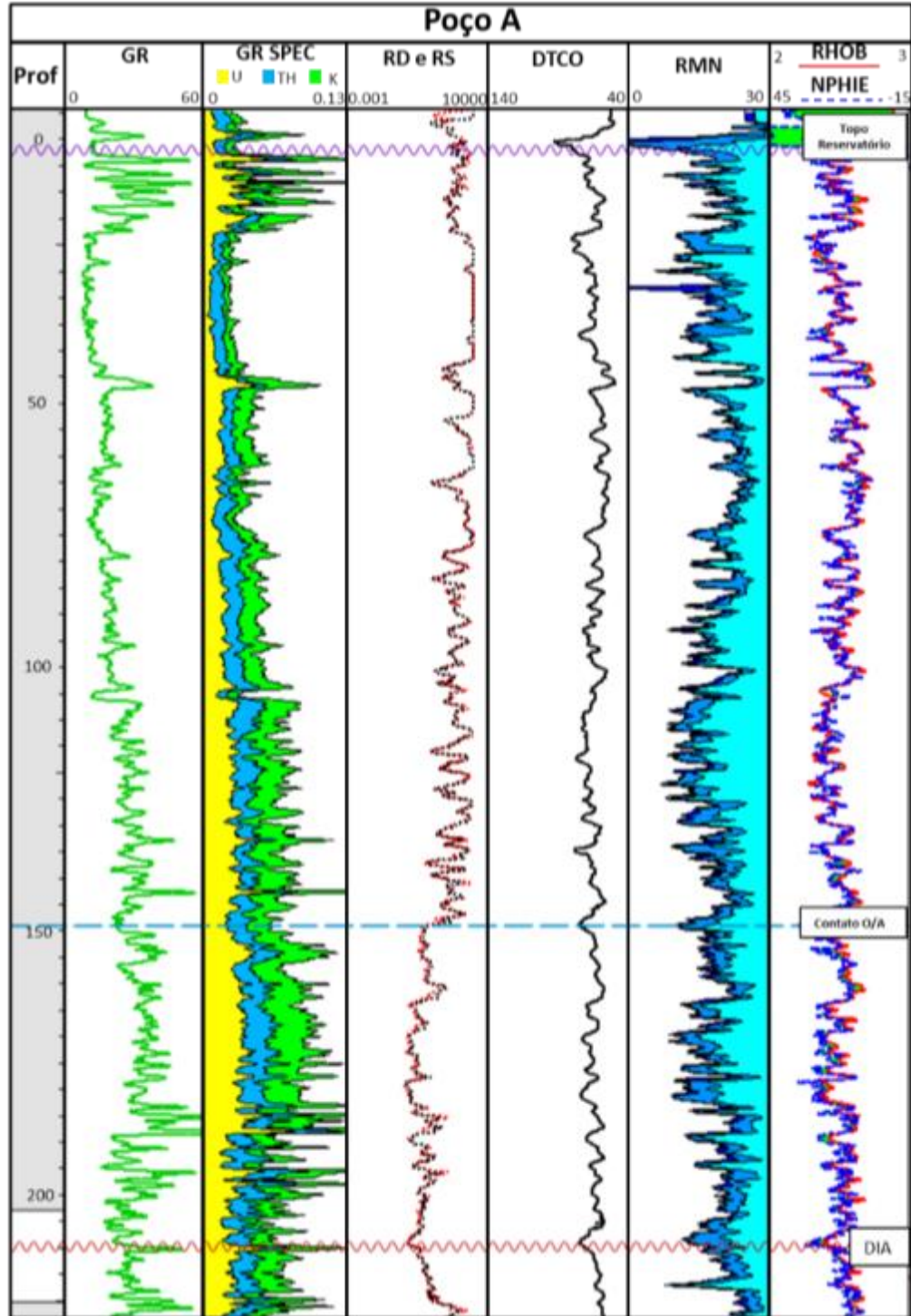
Figura 49 - Seção sísmica (3) entre os poços A e C



Legenda: Seção sísmica (3) entre os poços A e C mostrando os horizontes de continuidade regional da Fm. Barra Velha e as principais falhas mapeadas. Exagero vertical: 3 vezes.

Fonte: A autora, 2018.

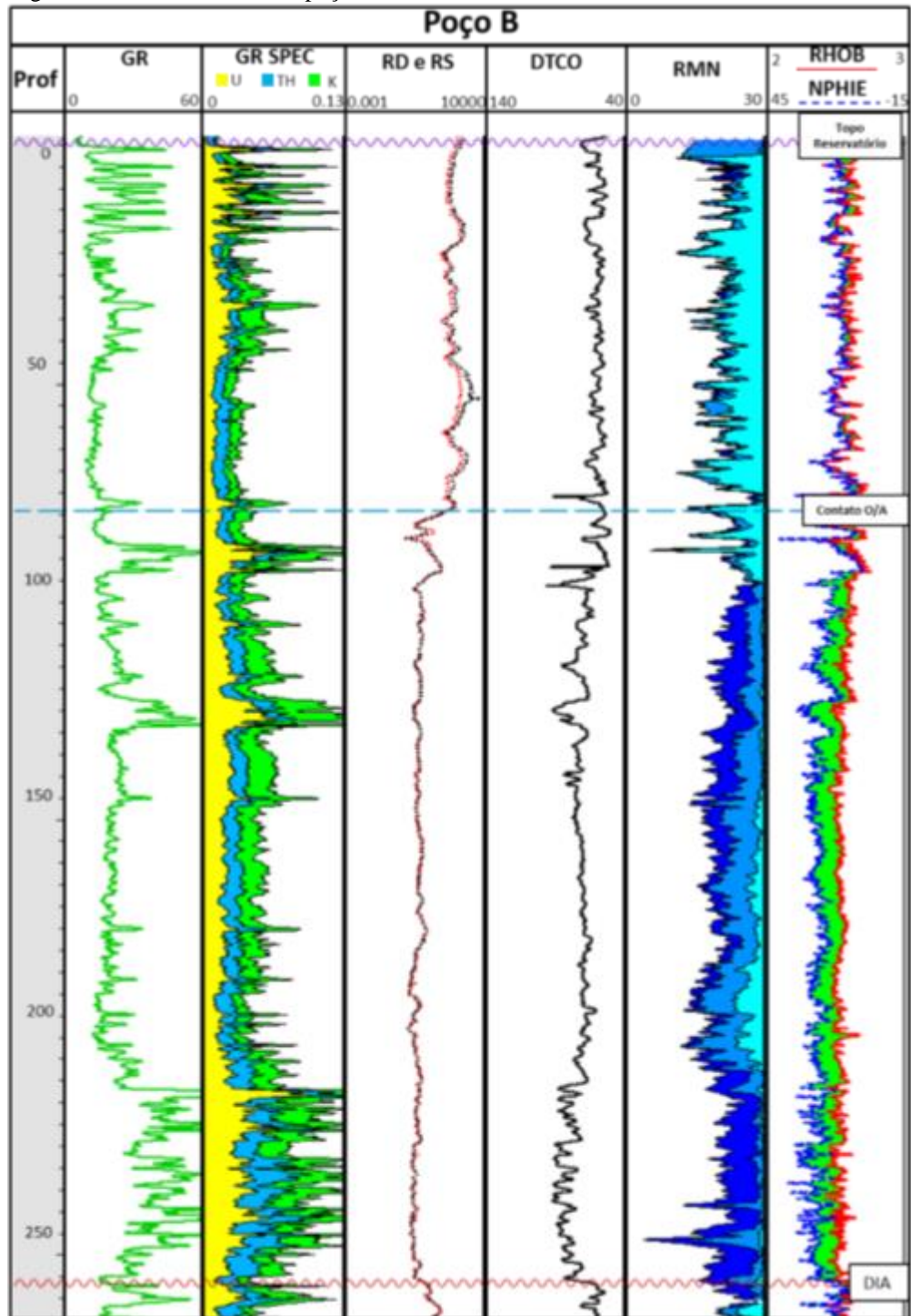
Figura 50: Perfis elétricos do poço A



Legenda: Prof – profundidade em cota descaracterizada. Marcadores: Topo do reservatório; conta óleo/água (contato O/A) e a Discordância intra-Alagoas, como mapeada nas seções sísmicas (DIA).

Fonte: A autora, 2018.

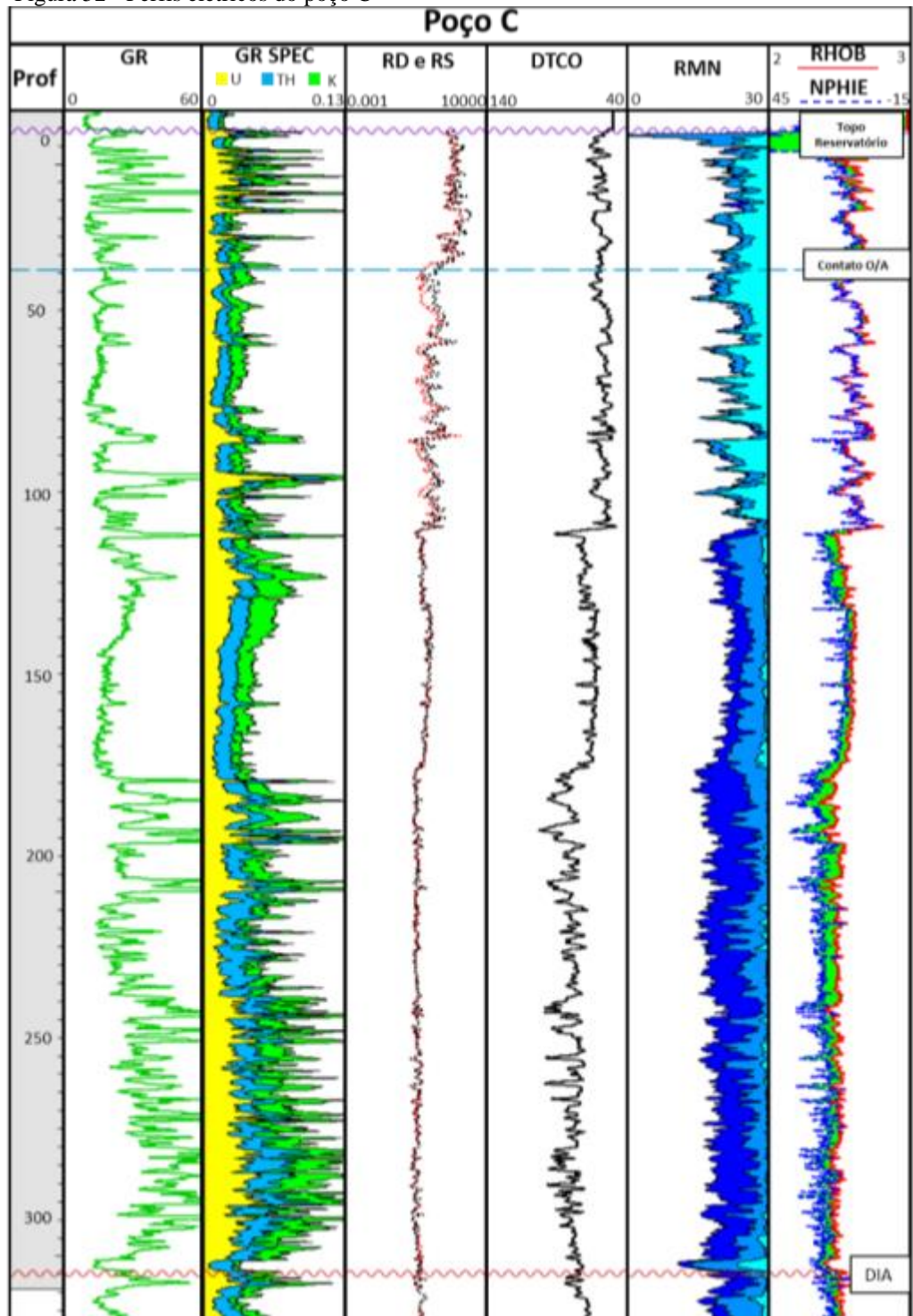
Figura 51 - Perfis elétricos do poço B



Legenda: Prof – profundidade em cota descaracterizada. Marcadores: Topo do reservatório; conta óleo/água (contato O/A) e a Discordância intra-Alagoas, como mapeada nas seções sísmicas (DIA).

Fonte: A autora, 2018.

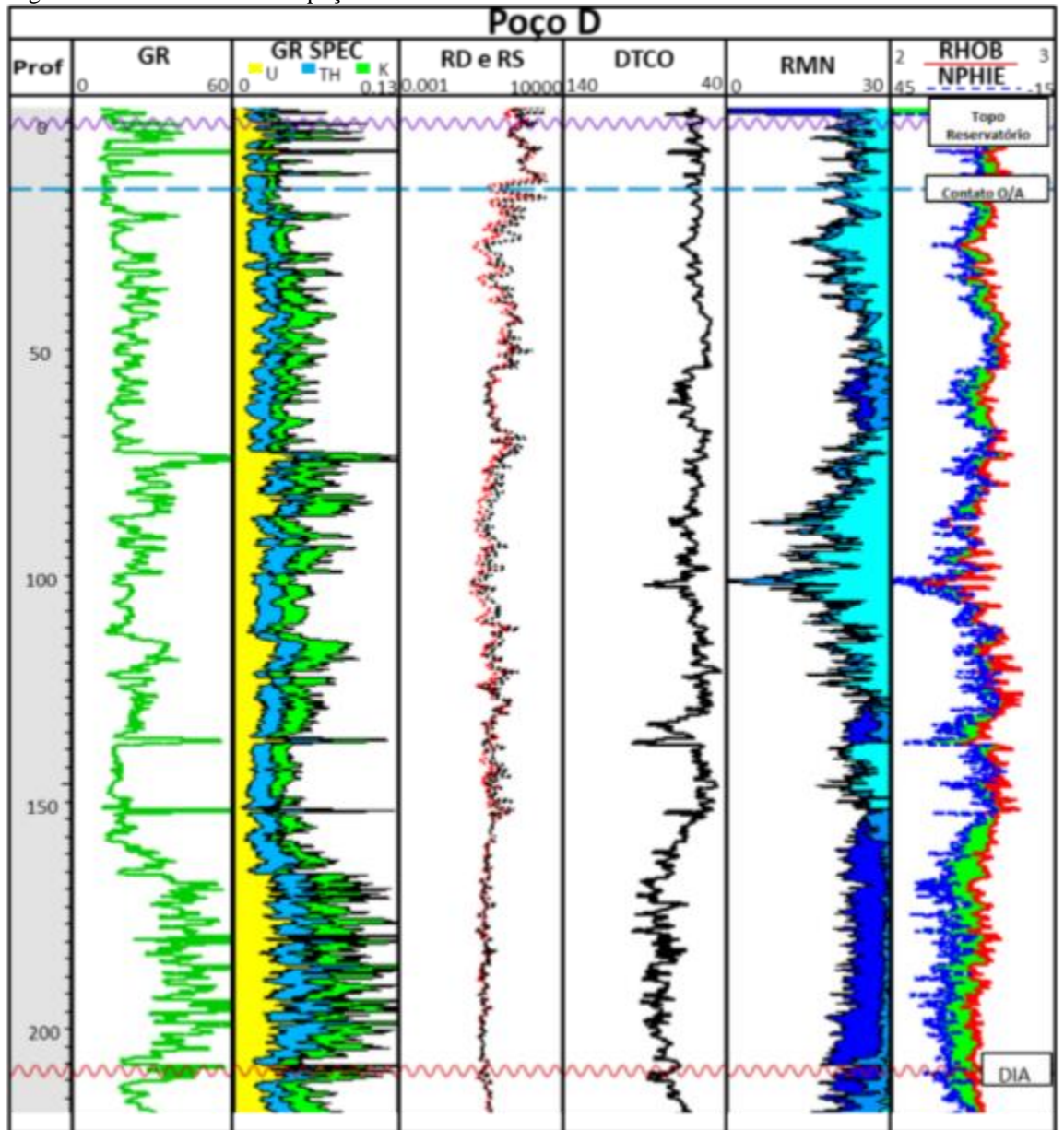
Figura 52 - Perfis elétricos do poço C



Legenda: Prof – profundidade em cota descaracterizada. Marcadores: Topo do reservatório; conta óleo/água (contato O/A) e a Discordância intra-Alagoas, como mapeada nas seções sísmicas (DIA).

Fonte: A autora, 2018.

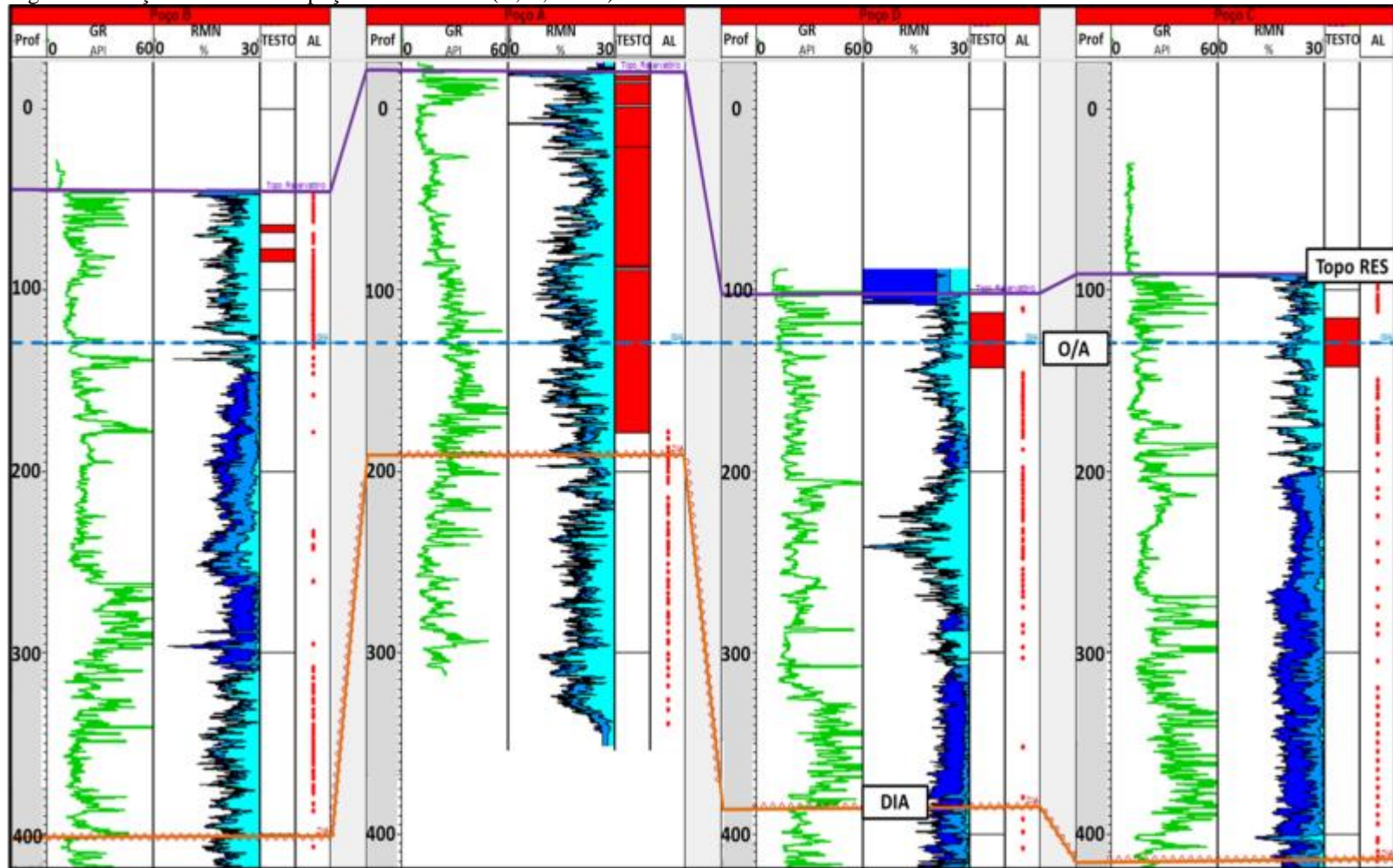
Figura 53 - Perfis elétricos do poço D



Legenda: Prof – profundidade em cota descaracterizada. Marcadores: Topo do reservatório; conta óleo/água (contato O/A) e a Discordância intra-Alagoas, como mapeada nas seções sísmicas (DIA).

Fonte: A autora, 2018.

Figura 54 - Seção mostrando os poços selecionados (A, B, C e D)



Legenda: TESTO - intervalos testemunhados; AL - amostras laterais rotativas (pontos vermelhos) Topo RES – Topo do reservatório; O/A – contato óleo/água; DIA – Discordância Intra-Alagoas.

Fonte: A autora, 2018.

4.3 Descrição de testemunhos e amostras laterais

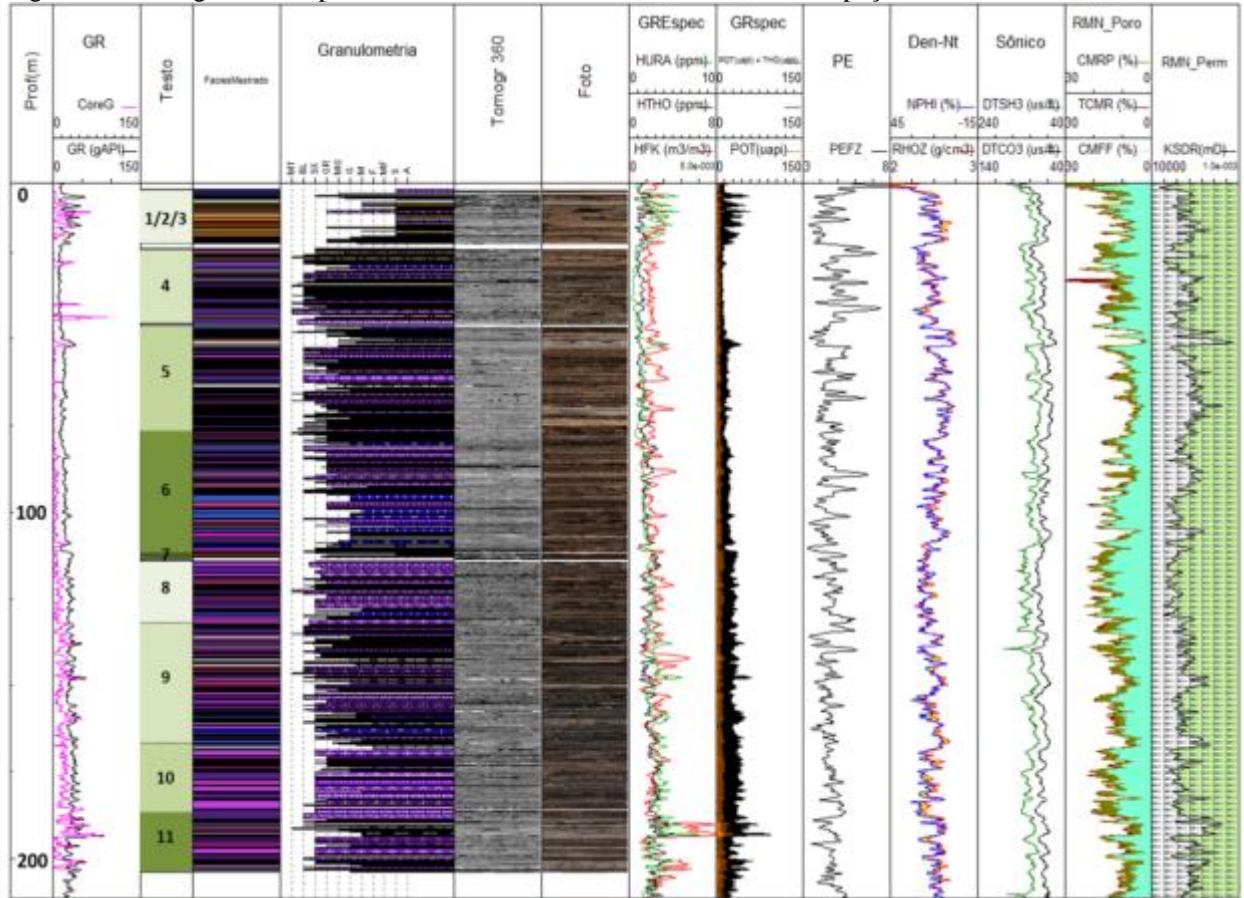
Essa etapa consistiu na análise e descrição de testemunhos e amostras laterais, com o objetivo de entender os processos sedimentares e sistemas deposicionais envolvidos na deposição dos carbonatos analisados. Para tanto, o método utilizado foi o da análise faciológica, que consiste no reconhecimento e caracterização de fácies, ou seja, corpos de sedimento ou rochas sedimentares que são distinguíveis de outros corpos por atributos específicos, como litologia, estruturas sedimentares, geometria, conteúdo fossilífero, entre outros (Reading, 1986). Cada fácies é considerada como produto de um ou mais processos deposicionais, analisados com base em processos modernos e depósitos sedimentares antigos relacionados, sendo utilizadas na interpretação de eventos do passado geológico (Suguio, 1998).

No total foram descritos 265 metros de testemunhos provenientes dos 4 poços selecionados. Para os intervalos não testemunhados, foram analisadas 331 amostras laterais rotativas. A descrição focou na identificação dos constituintes, das estruturas e texturas sedimentares presentes nas rochas carbonáticas estudadas, na caracterização dos tipos de transição entre fácies (gradacional ou abrupto), além da tentativa de identificação de intervalos mais afetados por eventos digenéticos (intervalos muito dissolvidos ou intensamente cimentados).

Feita a descrição macroscópica dos testemunhos e amostras laterais, foram selecionadas 50 lâminas delgadas representativas das fácies observadas, com foco na identificação das características microscópicas gerais de seus constituintes. Além disso, buscou-se sanar dúvidas geradas durante descrição macroscópica. As fácies identificadas foram codificadas e representadas em um perfil discreto no *software* AnaSeTe®. Depois, foi feita a correção de profundidade dos testemunhos e amostras laterais, utilizando, para tanto, os perfis de imagem.

A Figura 55 mostra, como exemplo, a visão geral do empilhamento das fácies descritas no testemunho do poço A, carregadas no AnaSeTe®.

Figura 55: Visão geral do empilhamento de fácies descritas no testemunho do poço A.



Legenda: Cores roxas representam fácies *in situ*, e cores azuis representam fácies alóctones.

Fonte: A autora, 2018.

4.4 Interpretação de perfis de imagem

Os perfis de imagem são ferramentas que fornecem imagens de alta resolução da parede do poço, estando ele aberto ou revestido. Essas ferramentas criam imagens diretamente, através de fotos e vídeos, ou, indiretamente, através de medidas geofísicas com amostragem em alta densidade (Prensky, 1999). Esse último é o mais utilizado atualmente, sendo principalmente de dois tipos (Figura 56): o perfil de imagem que mede a refletividade acústica (perfil de imagem acústica); e o que mede a resistividade elétrica da formação (perfil de imagem resistiva). Todas as ferramentas de perfil de imagem são equipadas com magnetômetros, acelerômetros e inclinômetros, com o objetivo de fornecer imagens geograficamente orientadas.

A análise de perfis de imagem é utilizada principalmente para a obtenção da orientação (direção e azimute) do acamamento sedimentar, assim como de falhas e fraturas. Outro uso importante é o reconhecimento de feições sedimentares e interpretação de litotipos e fácies sedimentares para os intervalos onde não há amostras de rocha.

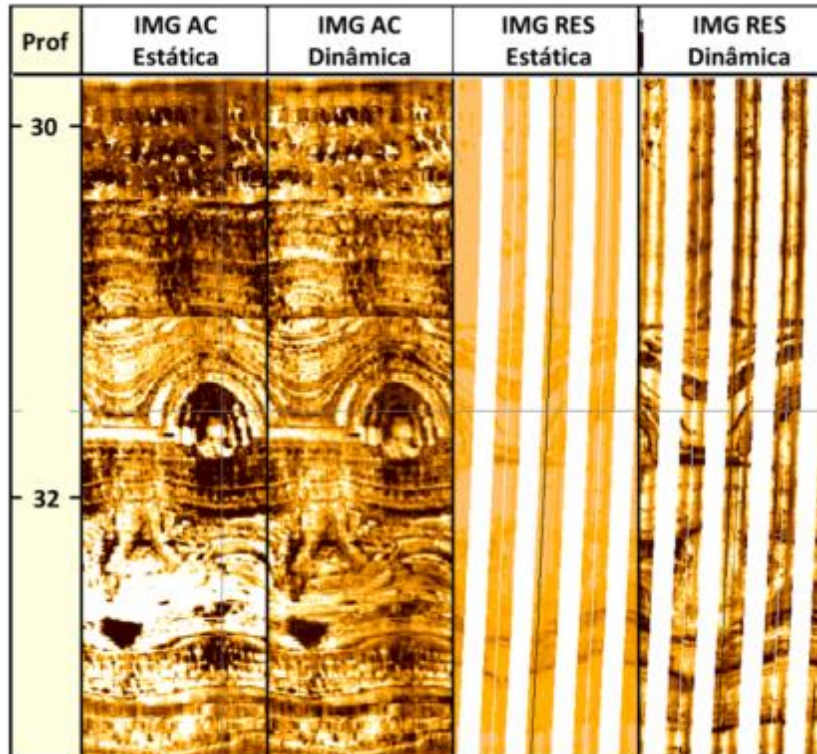
Nessa etapa do trabalho, buscou-se gerar um perfil contínuo fácies sedimentares ao longo de todo o poço, com o objetivo de melhor embasar as correlações estratigráficas que foram feitas posteriormente.

O ponto de partida são as descrições dos testemunhos e amostras laterais rotativas. Depois, é necessário realizar a correção de profundidade dessas amostras. No caso dos testemunhos, utiliza-se basicamente os perfis de *core gamma* (GR medido diretamente no testemunho) que são comparados e ajustados ao GR referência do poço. Feito isso, as feições observadas no testemunho são correlacionadas aos perfis de imagem, sendo então realizado um ajuste fino da profundidade do testemunho. Já para as amostras laterais rotativas, identifica-se na imagem a cavidade circular de onde as mesmas foram cortadas (Figura 58).

Além de auxiliar na correção de profundidade do testemunho, a comparação do mesmo com o perfil de imagem permite a identificação da resposta típica de cada fácies sedimentar no perfil (Figura 57). Assim, com o auxílio das amostras laterais (dados pontuais), é possível interpretar as fácies nos intervalos não testemunhados (Figura 59). Essa interpretação foi realizada para os quatro poços selecionados, como mostra a Figura 60.

Todas as interpretações de perfis de imagem foram realizadas no software Geolog®.

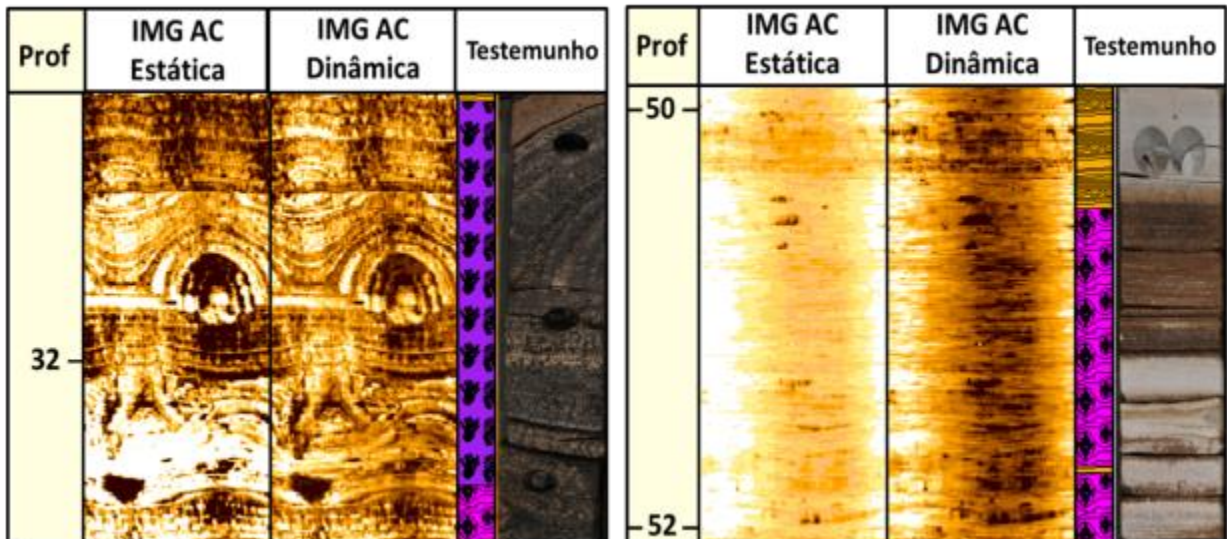
Figura 56 - Tipos de perfis de imagem



Legenda: IMG AC – Perfil de imagem acústica; IMG RES – Perfil de imagem resistiva.

Fonte: A autora, 2018.

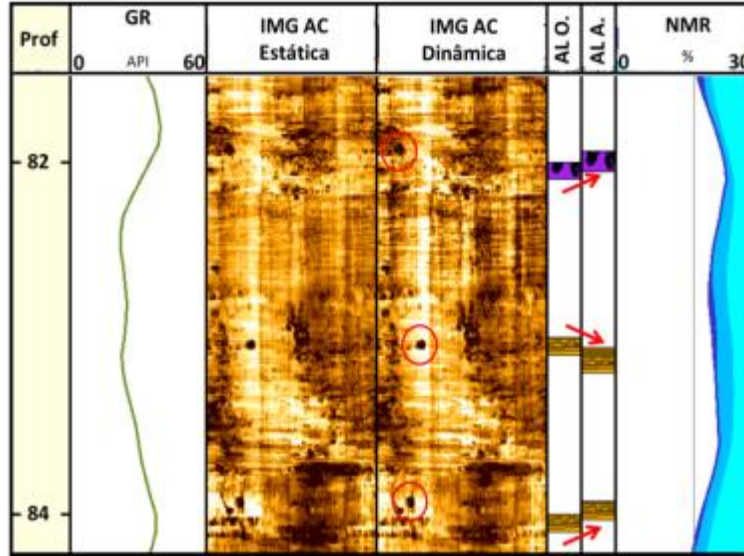
Figura 57 - Comparação do perfil de imagem com o testemunho



Legenda: Exemplos de perfis IMG AC comparados com os testemunhos

Fonte: A autora, 2018

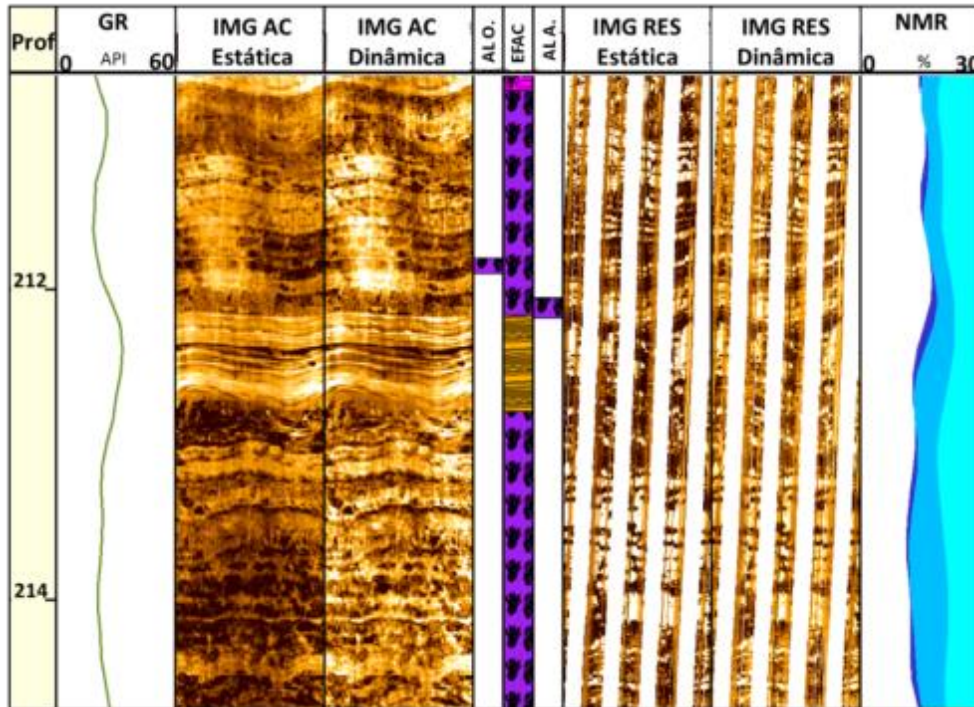
Figura 58 – Correção de profundidade das amostras laterais rotativas



Legenda: ALO - posição original das amostras laterais; ALA - posição ajustada das amostras laterais; As setas indicam o ajuste realizado.

Fonte: A autora, 2018.

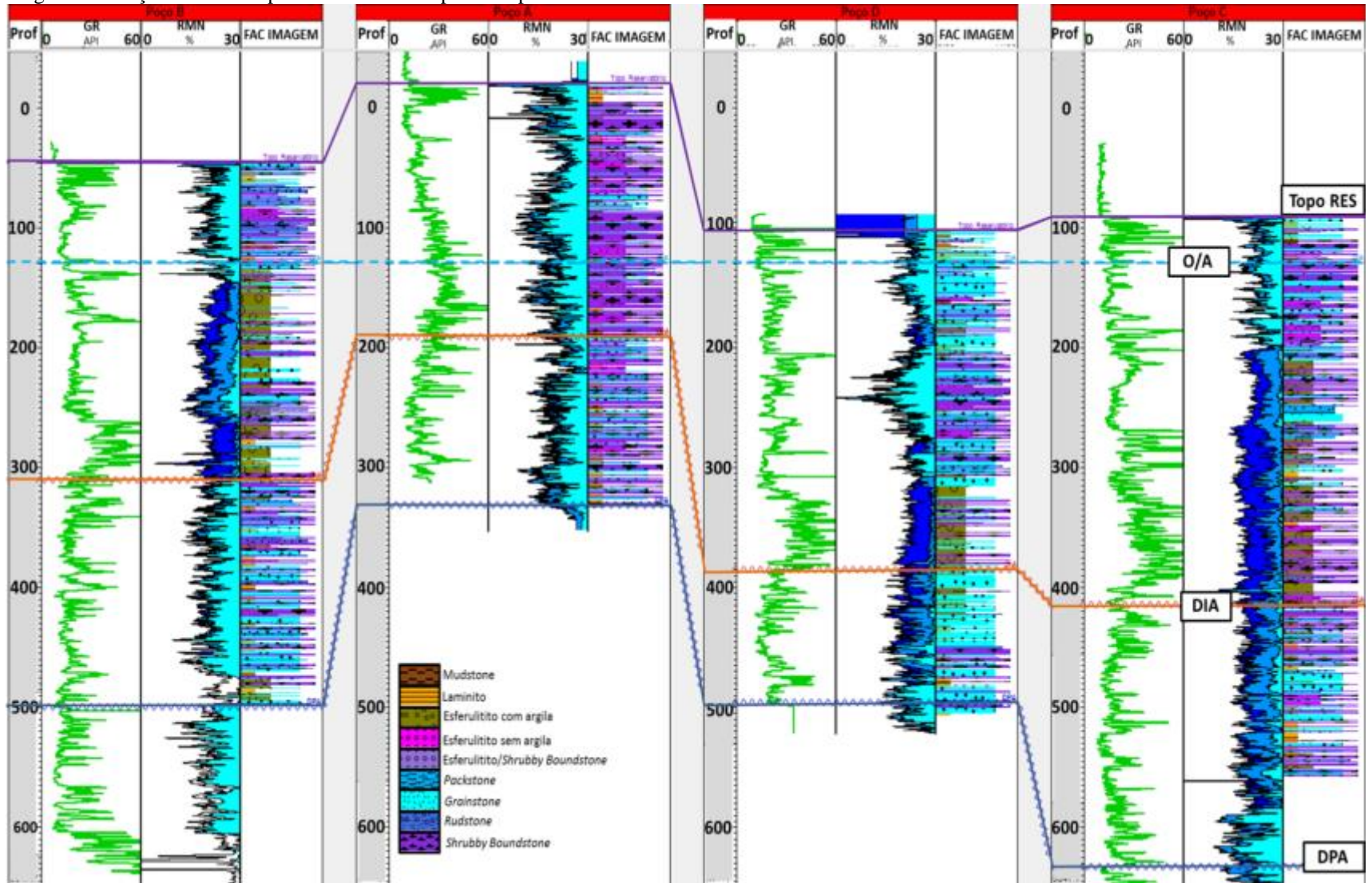
Figura 59 – Interpretação de fácies nos intervalos não testemunhados através de perfis de imagem



Legenda: EFAC – Fácies obtidas através da interpretação de perfis de imagem, embasada pela descrição de testemunhos e amostras laterais rotativas.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 60 - Seção mostrando perfis de fácies interpretados para toda a extensão da Fm. Barra Velha



Fonte: A autora, 2018.

4.5 Correlação estratigráfica

As correlações estratigráficas foram realizadas através da análise de seções sísmicas entre os poços, dos padrões dos perfis elétricos, das informações obtidas na descrição de testemunhos e amostras laterais e da interpretação de fácies feitas através dos perfis de imagem.

Primeiramente, foram identificados os refletores sísmicos de maior continuidade, que representariam os marcos regionais da área (discordâncias e afogamentos). Esses refletores foram então correlacionados a feições dos perfis elétricos e as fácies observadas nos testemunhos e/ou interpretadas nos perfis de imagem, obtendo-se, assim, o seu significado estratigráfico. Após essa etapa, foi feito um refinamento dessa interpretação, baseando-se nos padrões dos perfis, nas discontinuidades observadas nos testemunhos (superfícies erosivas, superfícies de exposição) e no empilhamento de fácies. Tanto a interpretação de seções sísmicas quanto a confecção de seções estratigráficas foram feitas com o *software* Petrel®.

4.6 Análise petrográfica

Para a realização dessa etapa, foi selecionado um intervalo específico, considerado representativo dos carbonatos da Formação Barra Velha no campo estudado. Esse intervalo foi escolhido por representar um hemicírculo regressivo facilmente correlacionado em todos os poços. Além disso, apresenta uma maior densidade de amostras de rocha, e conseqüentemente, de lâminas delgadas. Por fim, o intervalo também tem um grande interesse econômico, já que é a zona de maior produtividade do campo.

Assim, foi feita a petrografia microscópica de 221 lâminas delgadas provenientes dos quatro poços estudados (Tabela 2). Para tanto, foi utilizado um microscópio petrográfico óptico de luz transmitida da marca Zeiss®. As lâminas delgadas foram tingidas com uma solução de alizarina e ferrocianeto de potássio para a identificação e diferenciação entre dolomita, que não reage à solução aplicada, e a calcita, que é tingida pela solução, tornando-se avermelhada. Assim, foram analisados os elementos constituintes da rocha (arcabouço, matriz e cimento), com especial atenção aos produtos diagenéticos presentes e suas relações temporais. Buscou-se, então,

interpretar a evolução deposicional e pós-deposicional de cada amostra. Neste estudo, as fotomicrografias foram identificadas com as siglas PP para os polarizadores paralelos e PX para polarizadores cruzados. Tais siglas serão doravante utilizadas nesse texto,

As descrições foram realizadas em uma planilha Excel®, onde foi feita a estimativa visual das porcentagens volumétricas de cada produto diagenético identificado. No caso da dissolução, devido à dificuldade em sua quantificação, foram estimados graus de 1 a 3, sendo: 1 para menos de 5% do arcabouço afetado por dissolução; 2 para entre 5 e 10% do arcabouço afetado por dissolução; e 3 para mais de 10% do arcabouço afetado por dissolução. A estimativa do grau de micritização dos elementos constituintes do arcabouço foi feita da mesma maneira. Também foi realizada uma estimativa visual para os tipos de porosidade, classificados com base em Choquette & Pray (1970).

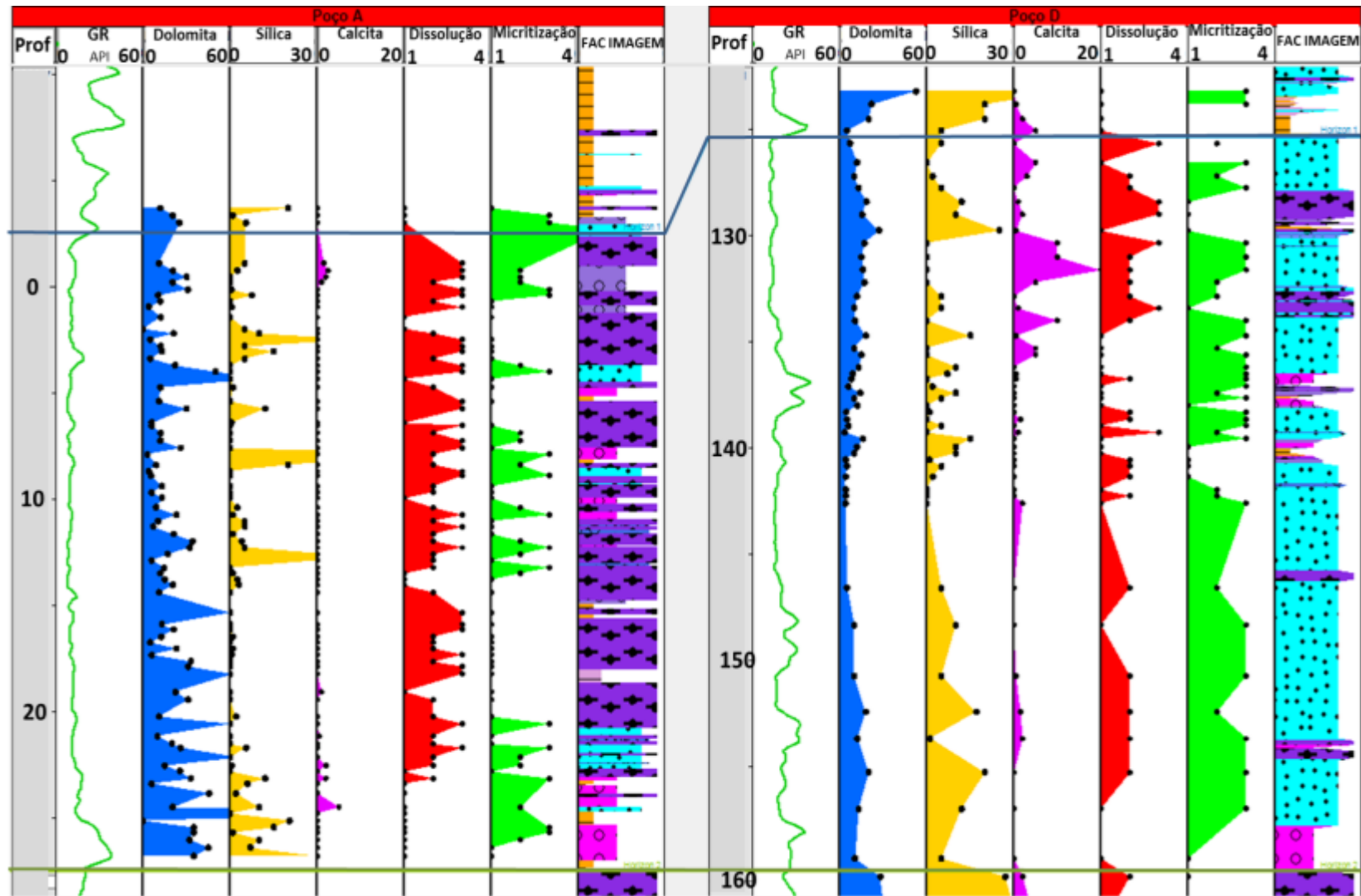
A Figura 61 mostra um exemplo do cabeçalho para a descrição das lâminas delgadas. Essa planilha foi carregada no Petrel® como curvas de poços, ou seja, como dados associados a uma determinada profundidade, como pode ser observado na Figura 62.

Figura 61 - Cabeçalho da planilha utilizada para a descrição de lâminas delgadas

Arcabouço		Granulometria / Tamanho da estrutura		Compactação		Fácies Depositional	Micritização (Peso)	Dissolução	
				Tipo	Grau			Tipo/Arranjo	Peso
Dolomita									
Romboédrica (1)		Lamelar/Reticulada		Mosaico fino (3)		Franja/sobrescrescimento (4)		Anédrica/Subédrica (5)	
Tipo	%	(2)				Tipo	%	Franja Descontínua	Menisco
								Mosaico	Em sela
Quartzo				Calcedônia			Sílica Amorfa		
Mosaico	Lamelar/Reticulado	Anédrico		Em franja		Mosaico	Lamelar/Reticulada	Em franja	
								Tipo	%
Argilomineral Magnésiano			Calcita				Dawsonita		Outros
Lamelar	Maciço	outros		Mosaico	Em franja		Blocosa	Menisco	Fibro-radial
								Barita, anidrita, gipsita, etc...	
Pirita			Porosidade						Sequência dos tipos diagenéticos (relações texturais)
			Predominante (1)			2		Outra	
Dispensa	Em aglomerados	Em níveis	Tipo		%	Tipo			

Fonte: A autora, 2018.

Figura 62 Perfis verticais de produtos e processos diagenéticos obtidos através da descrição de lâminas delgadas



Fonte: A autora, 2018

4.7 Análises complementares

Uma série de análises foi utilizada como ferramentas auxiliares na caracterização diagenética do intervalo estudado. Essas análises incluíram: Análises por catodoluminescência (CL); análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV); análises por difração de raios x (DRX); análises em microsonda eletrônica (MSE). As análises por CL, MEV e DRX realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Melo (CENPES) da Petrobras, e as análises em MSE foram feitas no Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI) da Universidade Federal de Goiânia.

4.7.1 Catodoluminescência (CL)

CL é uma técnica muito empregada no estudo de rochas carbonáticas, pois permite distinguir zoneamento químico e mineralógico nos minerais, definir sequências paragenéticas, avaliar a história de crescimento dos cristais e verificar a ocorrência de recristalização (Budd *et al.*, 2000). Baseia-se na propriedade física de muitos minerais, que emitem radiação quando bombardeados por uma fonte de energia. Esse fenômeno físico é chamado de luminescência

A catodoluminescência consiste nas radiações visível e UV geradas pela excitação dos elétrons do mineral analisado através da emissão elétrons provenientes de um tubo catódico. Os elétrons bombardeados permanecem no estado excitado brevemente, e depois retornam ao estado original de energia, emitindo fótons. Isso ocorre devido à presença das chamadas “armadilhas de elétrons” no espaço entre as bandas de energia de condução e de valência (Boggs Jr & Krinsley, 2006). Quando os elétrons perdem energia, recuando do estado excitado na banda de condução para a banda de valência, são atraídos e mantidos momentaneamente por essas armadilhas. A partir do momento que os elétrons deixam as armadilhas, uma parte da energia perdida é convertida em fótons. Essas armadilhas de elétrons são chamadas de centros de luminescência, que são chamados de extrínsecos quando são relacionados à composição do mineral (presença de

íons ativadores ou inibidores da luminescência), e intrínsecos, quando são originados de defeitos cristalinos (Boggs Jr. & Krinsley, 2006).

No caso dos minerais carbonáticos, a luminescência é principalmente controlada pela abundância relativa de Mn^{2+} e elementos terras raras (principalmente Sm^{3+} , Dy^{3+} e Tb^{3+}), que são os principais íons ativadores da CL, enquanto o Fe^{2+} é o principal inibidor (Marshall, 1988). As cores de luminescência mais comuns da calcita são laranja-amarelada, amarelo-alaranjada e laranja. Luminescências de cores azul e verde podem ocorrer, mas geralmente estão relacionados a defeitos cristalino. Já a dolomita pode apresentar luminescência vermelha, laranja ou amarela.

Análises por catodoluminescência foram realizadas em 45 lâminas delgadas em um aparelho da marca CITL, modelo MK5-2, no laboratório de catodoluminescência do CENPES. As condições para as análises foram: vácuo entre 60 e 100 mBar, amperagem entre 500 e 600 mA e voltagem entre 12 e 13 Kv.

4.7.2 Microscópio eletrônico de varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento que gera imagens de grande ampliação e resolução, com relevo (tridimensionalidade), formadas pela emissão de feixes de elétrons criados a partir do aquecimento de um filamento capilar de tungstênio. A interação do feixe de elétrons primário com a amostra produz várias formas de radiação, tais como elétrons secundários, elétrons *auger*, elétrons retroespalhados, raios-x de energias características e raios-x *bremsstrahlung*. As imagens do MEV são geradas a partir dos sinais de elétrons secundários ou de elétrons retroespalhados. Na maioria das vezes, é acoplado ao MEV um dispositivo de espectrometria de energia dispersiva (EDS) que realiza a identificação semi-quantitativa da composição mineralógica das amostras, através dos sinais de raios x característicos de cada elemento químico (Welton, 1984).

Dois tipos de amostras foram utilizadas para análises em MEV: 27 fragmentos de cerca de 1 cm³, obtidos dos *plugs* do testemunho do poço A e 24 lâminas delgadas provenientes dos poços A e D. Os fragmentos foram utilizados para a observação de aspectos microtexturais das

fácies identificadas (e.g. microporosidade), os produtos diagenéticos, e as relações entre arcabouço/matriz/cimento. Foi verificada, também, a presença de filamentos orgânicos. Já nas lâminas foi feito o mapeamento composicional.

As amostras em forma de fragmento foram aderidas a um suporte condutor de alumínio com cola condutora e recobertas por uma delgada camada de ouro-paládio, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-las condutoras de eletricidade. Foi, então, analisada ao MEV da marca ZEISS EVO LS-15, em imagens por elétrons retroespalhados (*Backscattered Electron Image* - BEI), operando em alto vácuo a 20 kV e com distância de trabalho de 13 mm. As microanálises por EDS foram obtidas através do Sistema de OXFORD AZtec, acoplado ao MEV.

As lâminas delgadas foram primeiramente lavadas com água e sabão, risadas com álcool e secas por ar comprimido. Em seguida, foram recobertas por uma camada de carbono, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-las condutoras de eletricidade. As lâminas foram, então, aderidas a um suporte condutor de alumínio, e analisadas pelo equipamento de mapeamento mineralógico automatizado, QEMSCAN650/FEI, com dois detectores EDS operando em alto vácuo a 15 kV, com resolução de 10 μm .

4.7.3 Microsonda eletrônica (MSE)

A microsonda eletrônica (MSE) é um equipamento que possui a capacidade única de prover análises geoquímicas quantitativas de áreas muito pequenas, podendo chegar até a 1 μm . Esse tipo de análise é importante para avaliar a composição química das fases minerais estudadas, além de ser possível verificar variações químicas sutis e a existência de zonação nos cristais analisados (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Para tanto, o equipamento utiliza um feixe de elétrons que é emitido sobre a superfície polida de uma amostra, que produzirá raios-x característicos de cada elemento químico, que são identificados e medidos pelo equipamento (Jansen & Slaughter, 1982).

Foram selecionadas 22 amostras, provenientes dos poços A, C e D para serem realizadas análises composicionais dos elementos que constituem o arcabouço das fácies (esferulitos,

shrubs), e os minerais carbonáticos de origem diagenética. No caso dos minerais zonados, foram feitas análises do núcleo do cristal e das bordas, a fim de tentar identificar variações composicionais. Também foram realizados mapas químicos de um esferulito, com a intenção de analisar a existência de zoneamentos composicionais, e também a existência de elementos traços. As amostras foram recobertas por uma camada de carbono, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-las condutoras de eletricidade.

As análises foram realizadas em uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230, com cinco detectores WDS com os cristais LDE1, LDE2, TAP, PET/L-H e LIF-L/H. Também foi utilizado para controle um detector EDS JEOL acoplado ao microscópio. O equipamento possui também um sistema de imagens eletrônicas composta por elétrons secundários (SE), elétrons retroespalhados (BSE), imageamento por raios X (XR) e catodoluminescência (CL). As análises foram executadas sob uma condição de corrente de 15 kV e 5 nA com abertura de feixe de 10 µm para todas as fases analisadas. O tempo de análise variou de 10 a 30 segundos por elemento, de acordo com a abundância esperada no mineral.

4.7.4 Difratometria de raios-x (DRX)

A difratometria de raios-x é uma técnica analítica que permite a caracterização das estruturas cristalinas dos minerais. Baseia-se no fenômeno da difração, que consiste na interferência positiva entre as ondas eletromagnéticas (radiação) emitidas pelos átomos ao serem bombardeados por um feixe de raios-x. Cada mineral produz um padrão de difração característico, que é dependente de sua composição e arranjo cristalino, permitindo assim a sua identificação (Klein & Dutrow, 2008).

Para essa etapa, as 22 lâminas petrográficas selecionadas para análise química em MSE foram também analisadas por DRX, a fim de se obter informações das estruturas cristalinas dos minerais identificados, e também fazer uma comparação com os resultados das análises de MSE. O foco dessas análises, no entanto, foi a comprovação da existência de ordenamento cristalino nos minerais identificados petrográfica e quimicamente como dolomitas.

Nessa modalidade de análise, desenvolvida pelo Laboratório de Difractometria de Raios X do CENPES, as lâminas petrográficas foram adaptadas ao suporte específico do difratômetro Bruker D8 Advanced. As condições de análise foram: 40 kV e 40 mA de corrente de filamento, fenda *soller* de 2.5°, fenda primária de 0.6 mm, fenda secundária de 5 mm, detector linear LINXEYE® com abertura de 189 canais, filtro de níquel de 0.02 mm, passo de 0.02° e velocidade de 1.1°/min.

A identificação das fases minerais foi feita por comparação com bases de dados radiocristalográficos PDF-2 (ICDD, 2013) utilizando o *software* Bruker DIFFRAC.SUITE™ EVA.

4.8 Modelagem numérica

Modelos numéricos de reservatórios têm como objetivo a representação tridimensional do meio permoporoso em subsuperfície, integrando, para tanto, os dados disponíveis (amostras de rocha, perfis elétricos, dados sísmicos) e o modelo geológico conceitual (Caers, 2005). Tais modelos são muito utilizados na indústria de petróleo para a realização de estimativas, com destaque para cálculos de volume original de hidrocarbonetos e, para previsão de produção através da simulação de fluxo.

Contudo, a robustez dessas previsões está intimamente ligada à representação adequada das heterogeneidades presentes no meio permoporoso, entre as quais se incluem as variações faciológicas e diagenéticas, que juntas controlam a qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos.

Os métodos geoestatísticos mais utilizados para a construção de modelos numéricos de reservatório são as simulações estocásticas, que honram os dados de entrada, e ao mesmo tempo reproduzem, de forma realista, as relações espaciais observadas para realizar estimativas em locais não amostrados.

Dentre os métodos de simulação estocástica, os métodos sequenciais, devido a sua eficácia e simplicidade, são os algoritmos mais utilizados nas Ciências da Terra. Para variáveis

contínuas (e.g. porosidade, permeabilidade) utiliza-se principalmente a simulação gaussiana sequencial (SGS). Já para as variáveis categóricas (e.g. fácies sedimentares), a simulação indicadora sequencial (SIS) é a mais popular. Detalhes sobre esses algoritmos podem ser obtidos nos livros de Deutsch (2003), Caers (2005) e Yamamoto & Landim (2015).

Além dos métodos geoestatísticos, atualmente estão em voga os métodos que utilizam inteligência artificial para analisar e combinar um conjunto de dados de entrada. Esses métodos são conhecidos como redes neurais.

A última etapa deste trabalho consistiu na construção de um modelo numérico tridimensional que representasse a distribuição espacial das fácies sedimentares e dos produtos diagenéticos identificados nas etapas anteriores, com o objetivo de estimar a qualidade permoporosa nas áreas não perfuradas do reservatório. Para tanto, foram aplicadas as ferramentas supracitadas, através do *software* Petrel®.

As simulações foram realizadas em um *grid* regular, construído para uma área de 9.6 km X 3.1 km, e em média 50 m de espessura. O *grid* foi discretizado em células de dimensões horizontais 50 m x 50m e 50 camadas na vertical, totalizando assim 9.57 milhões de células. Para a construção do *grid*, foram utilizados dois horizontes sísmicos previamente interpretados, sendo eles o topo da Fm. Barra Velha e o horizonte H3, cuja posição e significado estratigráfico serão discutidos posteriormente.