

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



anp
Agência Nacional
do Petróleo,
Gás Natural e Biocombustíveis

PROGRAMA DE GEOLOGIA DO PETRÓLEO
CONVÊNIO UFRGS/ANP



**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL DO INTERVALO
CARBONOSO PORTADOR DE CBM – EO-PERMIANO
DA BACIA DO PARANÁ**

JÚNIA CASAGRANDE

ORIENTADOR

Prof. Dr. Michael Holz

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Dra. Karin Goldberg

**Dissertação de mestrado apresentada como
requisito para obtenção do título de Mestre
em Geociências.**

Porto Alegre - 2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente à UFRGS e ao Instituto de Geociências, por oferecer um ensino público de alto nível. Ao Programa de Recursos Humanos 12 – PRH12 da ANP e ao Programa de Geologia do Petróleo, pela concessão da bolsa de estudos e infraestrutura para que eu pudesse realizar este trabalho. À CPRM (Serviço Geológico do Brasil) por permitir que eu consultasse a litoteca em Caçapava do Sul, sendo muito bem atendida pelos seus funcionários.

Agradeço também a todos os meus colegas da pós-graduação por todos os momentos bons que passamos juntos, tanto no trabalho como fora dele, especialmente ao Juliano, Renata, Paula e Cristão devido ao grande apoio que sempre me prestaram e auxílio na minha formação como geóloga. Agradeço a todos meus amigos geólogos de formatura e/ou de CAEG pela amizade e momentos divertidos de descontração.

Agradeço ao meu orientador, Michael Holz, pelo apoio para realização da dissertação, com discussão e correções. Da mesma forma agradeço ao Prof. Claiton Scherer e Karin Goldberg pelo suporte que me prestaram para o trabalho no programa de pós graduação. Agradeço a todos que contribuíram para meu aprimoramento como geóloga.

Por fim agradeço à minha família, meus pais e minha irmã, por me ajudarem em tudo que precisei e a chegar onde estou hoje.

RESUMO

O termo *Coal Bed Methane* (CBM) refere-se ao metano gerado nas camadas de carvão e é um alvo exploratório na indústria do petróleo. Desde os anos setenta quando o CBM foi visto como uma fonte de energia economicamente viável estudos foram direcionados no entendimento de sua ocorrência, distribuição, viabilidade, produtividade e recuperação (Flores, 1997). Atualmente o CBM é produzido economicamente e investigado em diversas bacias carboníferas do mundo. No Brasil as principais acumulações de carvão são de idade Permiana e fazem parte da Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná. De várias jazidas de carvão conhecidas a Jazida de Santa Terezinha, nordeste do estado do Rio Grande do Sul, é a que certamente apresenta o maior potencial para CBM. Seu condicionamento como um baixo estrutural com camadas de carvão de espessuras significativas ocorrendo entre 400m e 1000m de profundidade conferiram a jazida uma situação favorável para geração de metano. Uma boa quantidade de dados geológicos provenientes de diversos poços testemunhados foi utilizada para caracterização estratigráfica do intervalo carbonoso da jazida. A descrição detalhada de testemunhos deu embasamento para análise de fácies e sistemas deposicionais permitindo o reconhecimento de paraseqüências, cujo empilhamento evidenciou uma seqüência deposicional predominantemente transgressiva apresentando na base depósitos aluviais, na porção intermediária sistemas lagunares/paludais com formação de turfeiras, e no topo depósitos marinhos. A análise estrutural revelou uma forte compartimentação tectônica das camadas de carvão, deslocadas por falhamentos normais de alto rejeito. A integração de dados estratigráficos com a determinação do padrão de estruturação atual e demais complexidades forneceu elementos para o reconhecimento de uma zona com melhores condições para exploração de CBM na Jazida de Santa Terezinha.

Palavras-chave: CBM, estratigrafia de seqüências, Bacia do Paraná.

ABSTRACT

Coal bed methane (CBM) refers to the methane gas generated in coal beds and is a worldwide target in the petroleum industry. Since the Seventies when CBM was seen like a economically viable energy source studies had been directed to understand its occurrence pattern, distribution, viability, productivity and recovery (Flores, 1997). Nowadays CBM is economically produced and investigated in several coaly basins around the world (USA, China). In Brazil the main coal accumulations are of Permian age being part of the Rio Bonito Formation of Parana Basin. From all known coalfields the Santa Terezinha coalfield, in the northeastern region of Rio Grande do Sul state, certainly is the one that presents greater potential to CBM. The structural conditioning and the good thickness of coal beds occurring in depths between 400m and 1000m placed the coalfield in a favorable situation to methane generation. Tens of cored wells were utilized to the stratigraphic characterization of the coal bearing interval. A detailed description of cores supplied informations to facies and depositional environments analysis allowing the recognition of parasequences with a dominant retrogradational pattern characterizing a mainly transgressive depositional sequence showing aluvial deposits at the base, marsh and lacustrine deposits in middle portion and marine strata on top. The structural analysis revealed a strong tectonic compartmentation of coal beds, displaced by normal faults with high slip. The integration of stratigraphic data with the determination of actual structural patterns and other complexities allowed the recognition of a zone with better conditions to CBM exploration in the Santa Terezinha coalfield.

Keywords: CBM, sequence stratigraphy, Parana Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Diagrama dos principais controles da sedimentação. Fonte: Catuneanu (2006).	17
Figura 2 - Hierarquia dos ciclos de variação do nível de base conforme duração e causas atribuídas. Fonte: Catuneanu (2006).	18
Figura 3 - Figuras esquemáticas mostrando a variação da energia de fluxo (ondas) e a relação com agradção e erosão. Em A situação estável, em B suprimento sedimentar maior que energia de fluxo causando agradção, em C situação inversa causando erosão. A ação erosiva de ondas rebaixa o nível de base. Fonte: Catuneanu (2006).	20
Figura 4 - Esquema mostrando o perfil de equilíbrio fluvial em relação a corpos d'água com os quais o canal fluvial possui conexão como lago e mar. Fonte: Catuneanu (2006).	20
Figura 5 - Variações do nível relativo do mar em relação à eustasia e subsidência. Fonte: Posamentier <i>et al.</i> , (1988).	22
Figura 6 - Desenho esquemático mostrando conceitos aplicados na estratigrafia de seqüências, como nível relativo do mar, eustasia e perfil de equilíbrio fluvial. Fonte: Catuneanu (2006).	22
Figura 7 - Padrões de redistribuição de sedimentos durante a transgressão da linha de costa e os principais tipos de depósitos transgressivos. Fonte: Catuneanu (2006).	23
Figura 8 - Padrão deposicional de regressão forçada. Ilustração 1 costa dominada por onda e ilustração 2 em um contexto de delta dominado por rio, ambas mostrando o padrão de <i>offlap</i> desenvolvido. A superfície de contato abrupto entre depósitos costeiros e de água profunda é apenas formada no caso 1 já que no caso 2 os depósitos de regressão forçada são gradacionais. Fonte: Catuneanu (2006).	25
Figura 9 - Padrão deposicional de regressão normal. Os padrões observados são de agradção (terminação estratal em <i>topset</i>) e progradação com terminação em <i>downlap</i> . Fonte: Catuneanu (2006).	26
Figura 10 - Tipos de terminações estratais. Fonte: Catuneanu (2006).	28
Figura 11 - Curva 1 representando subidas e descidas do nível de base e transgressão x regressão. Curva 2 mostrando a taxa de variação do nível de base, com zonas de NR (regressão normal) e FR (regressão forçada). Fonte: Catuneanu (2006).	29
Figura 12 - Curva de variação do nível de base com posicionamento dos 4 eventos definidos, também mostrando as superfícies estratigráficas reconhecidas. Fonte: Catuneanu (2006).	30
Figura 13 - Superfícies da estratigrafia de seqüências e superfícies de contatos entre facies reconhecidos durante a regressão e transgressão. Fonte: Catuneanu (2006).	31
Figura 14 – Expressão da discordância subaérea em perfis em diferentes ambientes deposicionais. Fonte: Catuneanu (2006).	32
Figura 15 – Expressão da superfície de máxima regressão em perfis de raios gama em diferentes ambientes deposicionais. Fonte: Catuneanu (2006).	36
Figura 16 - Expressão da superfície de máxima inundação em perfis de raios gama em diferentes ambientes deposicionais. Fonte: Catuneanu (2006).	37
Figura 17 - Relação entre as taxas de deposição e acomodação, resultando em diferentes padrões de empilhamento das parasseqüências. Fonte: Van Wagoner <i>et al.</i> , (1988).	40
Figura 18 - Trato de sistemas de nível baixo, <i>lowstand fan</i> . Fonte: Posamentier & Vail (1988).	41
Figura 19 - Trato de sistemas de nível baixo, <i>lowstand wedge</i> . Fonte: Posamentier & Vail (1988).	42
Figura 20 - Trato de sistemas de margem de plataforma. Fonte: de Posamentier & Vail (1988).	42

Figura 21 - Trato de sistemas transgressivo. Fonte: Posamentier & Vail (1988).....	43
Figura 22 - Trato de Sistemas de Nível Alto. Fonte: Posamentier & Vail (1988).	43
Figura 23 - Trato de sistemas de nível alto, a figura mostra os tipos de depósitos do trato e as superfícies estratigráficas associadas. Fonte: Catuneanu (2006).....	45
Figura 24 - Bloco diagrama mostrando os processos e produtos deposicionais do trato de sistemas de nível alto e posição na curva de variação do nível de base. Fonte: Catuneanu (2006).	46
Figura 25 - Curva de acumulação da turfeira em relação aos tratos de sistemas, mostrando altas taxas de acumulação entre o trato transgressivo (TST) e a porção basal do trato de sistemas de nível alto (HST). Fonte: Catuneanu (2006).....	47
Figura 26 - Processos e produtos deposicionais do estágio inicial da regressão forçada. Fonte: Catuneanu (2006).	48
Figura 27 - Processos e produtos deposicionais do estágio final da regressão forçada. Fonte: Catuneanu (2006).	49
Figura 28 - Processos e produtos deposicionais do trato de sistemas de nível baixo. Fonte: Catuneanu (2006).	51
Figura 29 - Processos e produtos deposicionais do estágio inicial do trato de sistemas transgressivo. Fonte: Catuneanu (2006).....	53
Figura 30 - Processos e produtos deposicionais do estágio final do trato de sistemas transgressivo. Fonte: Catuneanu (2006).....	53
Figura 31 - Tipos de seqüências deposicionais definidos na literatura. Fonte: Catuneanu (2006).	54
Figura 32 - Relação entre a taxa de variação do nível de base e a espessura e geometria das camadas de carvão. Fonte: Bohacs & Suter (1997).....	59
Figura 33 - Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul e no Brasil.....	64
Figura 34 - Contexto geotectônico do Supercontinente Gondwana, limite ativo na borda da placa deu origem à zona de orógenos <i>Gondwanides</i> . Modificado de Milani (2000).	65
Figura 35 - Arcabouço tectônico do embasamento da Bacia do Paraná. Compilado de Zalán <i>et al.</i> , (1990), Christopher <i>et al.</i> , (1998), CPRM e Paulipetro, 1982.....	67
Figura 36 - Tabela geocronológica e litoestratigráfica da carta estratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: Milani (2007).....	69
Figura 37 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, mostrando as divisões da bacia em supersseqüências. Fonte: Milani (2007).	70
Figura 38 - Mapa geológico de localização da área de estudo.	72
Figura 39 - Mapa de localização dos poços utilizados no trabalho, a região se localiza na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul.	73
Figura 40 - Intervalo de estudo assinalado em verde.	73
Figura 41 - Intervalo de estudo inserido na supersseqüência Gondwana I de Milani, 1997. (Carta estratigráfica da Bacia do Paraná modificada do Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994).....	75
Figura 42 - Modelo geral de evolução geológica da sucessão Eo-Permiana. SB – limite de seqüências, TS – superfície transgressiva e MFS - superfície de máxima inundação Fonte: Holz <i>et al.</i> , (2004).	76
Figura 43 - Tabela geocronológica, cronoestratigráfica e litoestratigráfica proposta para bacia do Paraná e intervalo Permiano. Fonte: Holz <i>et al.</i> , (2009).	78
Figura 44 - Mapa de localização das jazidas carboníferas do sul do Brasil. Modificado de Suffert (1997) e Aborange e Lopes (1986). Fonte: Gomes <i>et. al.</i> , (2003).	80
Figura 45 - Método de destilação para o reconhecimento do modelo deposicional. Modificado de Walker (1992).	84

Figura 46 - Mapa das jazidas de carvão do sul do Brasil (polígonos pretos), no detalhe no quadrado a Jazida de Santa Terezinha. Ao lado esquerdo a coluna estratigráfica do intervalo de estudo e a localização da Bacia do Paraná na América do Sul e no estado do Rio Grande do Sul.	94
Figura 47 - Mapa de localização dos poços utilizados no trabalho. A região se localiza na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul e apresenta uma malha de sondagens relativamente densa, de 2 a 7 quilômetros, possibilitando correlações de boa acuracidade.	97
Figura 48 - Tabela das associações de fácies e interpretação dos sistemas deposicionais. Fotos dos testemunhos mostrando as fácies descritas.	101
Figura 49 - Seção estratigráfica (<i>dip</i> à <i>strike</i>) com o arcabouço proposto tendo como <i>datum</i> a superfície de inundação máxima. Além das parasseqüências a seção também mostra o empilhamento vertical dos sistemas deposicionais.	103
Figura 50 - Mapas de distribuição de sistemas deposicionais. A- Mapa de ocorrência dos leques aluviais e sedimentos do trato de sistemas de nível baixo restrito aos poços TG-59 e TG-96 que estão situados em calhas tectônicas, referente à parasseqüência 0. B- Mapa da PS-1 já no trato de sistemas transgressivo mostrando o avanço da sedimentação fluvial na área. O sistema fluvial é representado como um sistema com áreas de <i>overbank</i> bem desenvolvidas.	104
Figura 51 - Mapas de distribuição de sistemas deposicionais mostrando o avanço da transgressão no TST. C- Mapa referente à PS-2 mostrando o avanço da sedimentação para áreas do embasamento quando comparado ao mapa B. D- Instalação do sistema lagunar da PS-3 e primeira influência marinha na área do poço TG-93. E – PS-4 ainda com depósitos lagunares expressivos e mostrando o avanço da sedimentação marinha de <i>shoreface</i> na área. F – Registro da barreira litorânea na PS-5, associada com os depósitos lagunares, mapa G (PS-6) leve retrogradação da barreira e dos depósitos de <i>shoreface</i> na área. H- inundação marinha total na área, intervalo de tempo referente à PS-7 última unidade mapeada no TST.	108
Figura 52 - Mapas da estruturação do embasamento. A: mapa gerado a partir de interpolação das profundidades dos poços utilizando o método <i>nearest neighbor</i> , representando a profundidade em cota do embasamento e ressaltando os desníveis existentes entre os poços. B: é uma figura esquemática mostrando a disposição dos blocos do embasamento, cores mais claras indicam embasamento mais raso e mais escuras mais profundo.	109
Figura 53 - Seção estrutural da porção norte da área mostrando a compartimentação das camadas de carvão.	110
Figura 54 - Seção estrutural mostrando a compartimentação das camadas de carvão e o grande desnível do embasamento entre os poços.	111
Figura 55 - Em mapa A de espessura cumulativa de carvão. B: mapa de espessura total de diabásio. O método de interpolação utilizado foi <i>Kriging</i>	113
Figura 56 - Mapa esquemático mostrando a classificação de zonas preferenciais ou não para exploração de CBM na Jazida de Santa Terezinha.	113
Figura 57 - Coluna estratigráfica e fotos dos testemunhos mostrando o rastreamento da PS3 em diferentes posições da área de estudo. Nos poços TG-96 observa-se claramente o afogamento com entrada do sistema marinho sobre depósitos carbonosos, já nos demais poços o limite da parasseqüência é rastreado em meio ao sistema lagunar/ paludal. Ver códigos de facies na tabela 4.	120
Figura 58 - Coluna estratigráfica e fotos dos testemunhos mostrando o rastreamento da PS4 em diferentes posições da área de estudo. Nos poços TG-96, TG-95 e TG-59 observa-se claramente o afogamento com entrada do sistema marinho sobre depósitos carbonosos,	

enquanto que no poço TG-65 o limite da parassequência é rastreado em meio ao sistema lagunar/paludal. Ver códigos de facies na tabela 4.	121
Figura 59 - Seção estratigráfica <i>dip</i> com o arcabouço estratigráfico composto pelas superfícies estratigráficas reconhecidas e parassequências mapeadas (linhas coloridas limites das parassequências). No detalhe os tratos de sistemas identificados. TSNB (trato de sistemas de nível baixo), TST(trato de sistemas transgressivo) e TSNA(trato de sistemas de nível alto).....	123
Figura 60 - Seção estratigráfica <i>strike</i> com o arcabouço estratigráfico composto pelas superfícies estratigráficas reconhecidas e parassequências mapeadas (linhas coloridas limites das parassequências). No detalhe os tratos de sistemas identificados. TSNB (trato de sistemas de nível baixo), TST(trato de sistemas transgressivo) e TSNA(trato de sistemas de nível alto).....	124
Figura 61 - Fotos dos testemunhos mostrando o limite de seqüências como uma superfície erosiva sobre os depósitos do Grupo Itararé. Em amarelo os depósitos preservados do TSNB e em verde o TST. Seta preta indica o topo dos testemunhos (poço TG-59).....	125
Figura 62 - Em azul a zona de condensação (ZC) onde foi interpretada a superfície de máxima inundação. Em amarelo a parassequência mapeada no TSNA. Seta preta indica o topo dos testemunhos (poço TG-95).	126
Figura 63 - No detalhe o limite de seqüência superior, evidenciado por um nível de brechas com feições de retrabalhamento e erosão. Seta preta indica topo dos testemunhos (poço TG-178).	127
Figura 64 - Figura esquemática mostrando a evolução estratigráfica da área de estudo e o arcabouço estratigráfico proposto. Baseado em figura de Boyd & Diessel (1994) (<i>apud</i> Boyd <i>et al.</i> , 2006).	128

SUMÁRIO

ESTRUTURA ORGANIZACIONAL DA DISSERTAÇÃO.....	11
1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1. Caracterização do Problema	12
1.2. Objetivos.....	14
2. REVISÃO CONCEITUAL E ESTADO DA ARTE.....	15
2.1. A Teoria da Estratigrafia de Seqüências.....	15
2.1.1. Controles na Sedimentação e Acomodação.....	17
2.1.2. Trajetórias da Linha de Costa.....	22
2.1.3. Superfícies Estratigráficas e Terminações Estratais.....	26
2.1.4. Parasseqüências	39
2.1.5. Tratos de Sistemas	40
2.1.6. Seqüências	54
2.1.7. Estratigrafia de seqüências aplicada ao entendimento da distribuição das camadas de carvão.....	57
2.2. Exploração e características das reservas de CBM	59
2.2.1. Um breve Histórico	59
2.2.2. Controles geológicos do CBM nas camadas de carvão.....	60
3. GEOLOGIA REGIONAL	63
3.1. Bacia do Paraná	63
3.1.1. Evolução Geotectônica.....	64
3.1.2. Geologia Estrutural do Embasamento	66
3.1.3. Estratigrafia	67
3.2. Contexto Geológico Local (RS)	71
3.2.1. Área e Intervalo de Estudo	71
3.2.2. Estratigrafia	74
3.2.3. Depósitos carboníferos no Rio Grande do Sul - Jazida de Santa Terezinha	78
4. METODOLOGIA.....	81
4.1. Aquisição e tratamento dos Dados	81
4.1.1. Arcabouço Faciológico.....	83
4.1.2. Arcabouço Estratigráfico.....	84
4.1.3. Dados de geologia estrutural e mapas adicionais	85

4.1.4.	Integração de dados e análise exploratória para CBM	86
5.	ARTIGO CIENTÍFICO	87
6.	SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	118
6.1.	Determinação de fácies/sistemas deposicionais e parassequências.....	118
6.2.	Determinação de superfícies estratigráficas e definição da seqüência.....	122
6.3.	Determinação da área de maior potencial para exploração de CBM	129
7.	CONCLUSÕES	130
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	132
	ANEXO – A Carta de submissão	137

ESTRUTURA ORGANIZACIONAL DA DISSERTAÇÃO

A dissertação está compreendida em 7 capítulos que perfazem a introdução, desenvolvimento e fechamento do trabalho. Cada capítulo será detalhado a seguir.

CAPÍTULO 1 – O primeiro capítulo consiste na introdução do trabalho. Nele é abordada a caracterização do tema central da dissertação com uma discussão que vai desde um espectro histórico mais amplo sobre os primeiros trabalhos realizados na Bacia do Paraná até a sucessão objeto do estudo. Também apresenta uma discussão conceitual quanto à evolução do pensamento geológico na área de estratigrafia. Por fim apresenta os objetivos do trabalho.

CAPÍTULO 2 – Trata da revisão conceitual e estado da arte da dissertação. É apresentada uma vasta revisão da estratigrafia de seqüências apresentando-se os modelos propostos na literatura, dando ênfase aos modelos mais atuais. No estado da arte é apresentada uma revisão sobre a exploração de CBM e alguns trabalhos que tratam dos principais controles geológicos das acumulações de CBM.

CAPÍTULO 3 – Neste capítulo é apresentado todo contexto geológico que envolve a área e objeto de estudo. É feita uma revisão geral sobre os aspectos da estratigrafia, tectônica e evolução da Bacia do Paraná. Em outra seção o foco é reduzido para geologia da área e intervalo de interesse e aspectos gerais da Jazida carbonífera de Santa Terezinha.

CAPÍTULO 4 – Explica a metodologia utilizada no trabalho, principalmente no que tange à aquisição dos dados e às etapas da análise estratigráfica para determinação de fácies, sistemas deposicionais e do arcabouço estratigráfico. Trata também da metodologia empregada na análise estrutural e determinação de melhor área para exploração de CBM.

CAPÍTULO 5 – Neste capítulo é apresentado o artigo científico que contém os principais resultados e conclusões da dissertação.

CAPÍTULO 6 – Capítulo que trata da síntese e discussão do trabalho, detalhando aspectos da interpretação estratigráfica e estrutural que foram chave para os resultados e conclusões do trabalho, principalmente no que diz respeito à interpretação de fácies e sistemas deposicionais e proposição do arcabouço cronoestratigráfico. Também apresenta uma síntese de como foi determinada a melhor área para exploração de CBM.

CAPÍTULO 7 – Capítulo final que resume todas as conclusões obtidas através da análise estratigráfica e estrutural da Jazida de Santa Terezinha e aplicação e integração de ferramentas para exploração de hidrocarbonetos.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Caracterização do Problema

A Bacia do Paraná constitui uma unidade geotectônica paleozóica de grande extensão no continente sul-americano, em especial no território brasileiro. Devido às suas dimensões e grandes áreas aflorantes sempre despertou o interesse geológico de diversos pesquisadores. Desde o início do século XX com os primeiros trabalhos geológicos realizados por White (1908), esta grande bacia foi sistematicamente mapeada e diversos fatiamentos estratigráficos foram propostos, constituindo um tema entre os mais presentes na bibliografia geocientífica brasileira (Milani *et al.*, 2007). Ainda assim, as porções mais profundas da bacia permanecem como incógnitas, e o completo entendimento geológico é de certa forma dificultado pela falta de dados de subsuperfície, como poços e linhas sísmicas, fato que ainda traz expectativas a indústria do petróleo quanto à possibilidade de acumulações de hidrocarbonetos na bacia.

O relatório geológico de White (1908) pôde ser considerado como o “marco zero” na sistematização estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani, *et al.*, 2007). Posteriormente se seguiram diversos estudos, destacando-se o trabalho de Schneider (1974), o qual formalizou as unidades estratigráficas da bacia. Analisando-se o contexto histórico destas e outras publicações percebem-se grandes mudanças de paradigmas quando comparadas à geologia atual. Catuneanu (2006) cita três avanços importantes do pensamento geológico universal, todos ocorridos a partir da metade do século XX. O primeiro consistiu no desenvolvimento dos conceitos de regime de fluxo e processos associados, os quais permitiram um entendimento da gênese de estruturas sedimentares e predição de suas associações compondo um modelo de fácies em um contexto de sistemas deposicionais. O segundo e fundamental avanço foi a concepção da teoria da tectônica de placas, a qual contribuiu largamente para o entendimento geodinâmico do planeta e conseqüentemente para a análise estratigráfica regional dentro de um contexto geotectônico particular. Estes dois avanços levaram à criação do que concebemos como análise de bacias, iniciada no final dos anos 70, a qual forneceu o

arcabouço científico para desvendar a origem e história deposicional das bacias sedimentares (Catuneanu, 2006). A mais recente quebra de paradigma se refere aos princípios da estratigrafia de seqüências, iniciada no final dos anos 70 com a publicação do *Memoir 26* da AAPG (Payton, 1977), consolidada e difundida através de Van Wagoner *et al.*, (1988), e atualmente em constante revisão e atualização como exemplo de Catuneanu (2006). Desta forma, obviamente se percebe que a análise de sucessões sedimentares em especial da Bacia do Paraná em 1908 e em um bom período de tempo posterior utilizou-se de conceitos existentes na época e pertinentes ao grau de conhecimento até então adquirido. Anteriormente à estratigrafia de seqüências, tinha-se uma metodologia de análise geológica mais descritiva, e a litoestratigrafia era uma ferramenta amplamente utilizada para diferenciar as unidades, visto que nem mesmo a teoria da tectônica de placas existia. Porém, com o avanço do conhecimento o uso da litoestratigrafia, como sistemática meramente descritiva, se tornou obsoleto comprometendo os trabalhos que se utilizassem da mesma. A estratigrafia de seqüências se tornou uma técnica poderosa de análise estratigráfica, já que possui implicações genéticas e preditivas dos eventos deposicionais. Porém, para sua aplicação correta deve-se ter clareza das relações espaciais e temporais entre as variáveis que controlam o sistema em questão, já que os modelos clássicos devem ser utilizados apenas como guias balizadores da sistemática de trabalho devido às particularidades de cada caso de estudo.

No trabalho aqui apresentado, será aplicada a estratigrafia de seqüências de alta resolução na análise da sucessão Eo-Permiana da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul, correspondente preferencialmente à unidade litoestratigráfica Fm. Rio Bonito. Com o auxílio desta ferramenta, pretende-se detalhar a sucessão de eventos deposicionais e superfícies que compõem o arcabouço cronoestratigráfico da seqüência deposicional mapeada. A área e intervalo de estudo correspondem à jazida carbonífera de Santa Terezinha do Eo-Permiano da Bacia do Paraná e foram escolhidos por constituírem a área com potencialidade comprovada para CBM através de estudos geoquímicos e de modelagem geológica (Kalkreuth *et al.*, 2008).

O carvão fóssil é a única rocha sedimentar que se comporta como geradora e reservatório de grandes quantidades de metano durante o processo de carbonificação (Kalkreuth & Holz, 2000), gerando o CBM, tornando as camadas de carvão interessantes sob este aspecto quando a jazida carbonífera encontra-se em uma situação geológica favorável a geração de gás. A exploração de CBM é um alvo mundial da indústria do petróleo. Atualmente o recurso é produzido economicamente em diversas bacias carboníferas dos Estados Unidos e Canadá, enquanto em outros países como China e Austrália o recurso está

sob intensa investigação. No Brasil como já mencionado, este recurso existe, e pode ser futuramente explorado.

1.2. Objetivos

No presente trabalho pretende-se determinar o arcabouço estratigráfico detalhado de grande parte da jazida carbonífera de Santa Terezinha, utilizando-se para tal dos princípios mais modernos da estratigrafia de seqüências. Para tanto foram analisados testemunhos de sondagem do intervalo completo da seqüência deposicional, onde foi possível o detalhamento de fácies e sistemas deposicionais. Os padrões de empilhamento identificados permitiram o reconhecimento de superfícies estratigráficas e a individualização de uma seqüência deposicional. Com o arcabouço definido foi possível a caracterização cronoestratigráfica preditiva da distribuição das camadas de carvão. Assim, este trabalho também teve um enfoque no entendimento da distribuição e comportamento das camadas de carvão dentro de um modelo cronoestratigráfico da sucessão como um todo. O fatiamento estratigráfico da sucessão permitiu a confecção de seções estratigráficas entre as sondagens evidenciando a configuração das camadas e relações entre sistemas deposicionais na época da deposição. Entretanto para alcançar o objetivo relativo ao direcionamento exploratório para melhores áreas para exploração de CBM foi realizado o estudo da compartimentação tectônica atual e da profundidade das camadas através de seções estruturais que evidenciam blocos preferenciais com maior potencialidade de ocorrência de CBM.

2. REVISÃO CONCEITUAL E ESTADO DA ARTE

Este capítulo consiste em uma revisão dos conceitos utilizados e dos trabalhos que abordam o eixo temático desta dissertação. Dentro dos objetivos propostos é de grande importância a apresentação de um breve histórico da teoria da estratigrafia de seqüências e de toda base teórico-conceitual que a acompanha. Também serão revisados modelos propostos de metodologia de análise cronoestratigráficas para intervalos carbonosos. Por fim será feita uma revisão a cerca dos recursos de CBM já publicados na literatura, discutindo-se também os controles geológicos e modos de ocorrência.

2.1. A Teoria da Estratigrafia de Seqüências

A estratigrafia de seqüências é definida como o estudo das relações das rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos repetitivos geneticamente relacionados limitados por superfícies de erosão ou não-deposição, ou suas concordâncias correlatas, (Van Wagoner *et al.*, 1988).

Esta teoria surgiu da necessidade do entendimento das relações espaciais e temporais das unidades sedimentares. O termo seqüência foi primeiramente utilizado por Sloss *et al.*, (1949) (*apud.* Catuneanu, 2006), no estudo de unidades sedimentares norte-americanas. Neste estudo a seqüência foi caracterizada como uma sucessão de estratos limitada no topo e na base por discordâncias subaéreas, visto que estas podiam ser rastreadas por grandes distâncias. Porém, foi em 1963 que o termo seqüência estratigráfica foi consolidado através de outro trabalho de Sloss que dividiu toda sucessão fanerozóica do cráton norte americano em seis grandes seqüências (*apud.* Catuneanu, 2006), definindo seqüência como “*unidade litoestratigráfica de hierarquia maior que grupo, megagrupo ou supergrupo, rastreável por extensas áreas de um continente e limitada por discordâncias inter-regionais.*” (*apud.* Ribeiro, 2001). Com a necessidade do conhecimento geológico na área sedimentar e, principalmente com o surgimento da sismoestratigrafia já no final dos anos 60, foi que a

estratigrafia de seqüências se consolidou e impulsionou uma grande revolução na análise estratigráfica das unidades sedimentares. Esse grande avanço foi promovido inicialmente pela indústria do petróleo, mais precisamente pela empresa norte-americana EXXON, na qual trabalhavam grandes pesquisadores como Peter Vail, os quais contribuíram como autores dos trabalhos do livro editado por Payton (1977) intitulado *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Neste livro foram publicados alguns trabalhos clássicos como o trabalho de Mitchum (1977), que lançou os fundamentos modernos da estratigrafia de seqüências, definindo seqüência deposicional como: “*uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas*”. Este novo conceito incluía as conformidades correlatas como a expressão distal dos limites de seqüências, diferentemente do conceito inicial de Sloss (1949). Neste mesmo livro constava o trabalho de Vail *et al.*, (1977) o qual juntamente com os conceitos de sismoestratigrafia propunha uma carta de ciclos de variação eustática global. Os autores assumiam que a eustasia era o principal agente controlador na formação de uma seqüência deposicional em todos os níveis de ciclicidade estratigráfica. Desta maneira a nova “idéia” vinculava fortemente a sismoestratigrafia e a carta de variações eustáticas globais, as quais foram introduzidas à comunidade geológica como um novo pacote de metodologia estratigráfica aparentemente inseparáveis (Catuneanu, 2006). Posteriormente os modelos de sismoestratigrafia foram sendo estendidos para afloramentos e dados de poços, desenvolvendo de fato a estratigrafia de seqüências, aplicável em diferentes escalas. Entretanto, a idéia de um controle apenas eustático começou a ser questionada por vários trabalhos, como Pitmann III (1978) (*apud*. Ribeiro, 2001), o qual alertou para os efeitos da subsidência local e regional, que não haviam sido integrados adequadamente à curva de Vail de 1977. Em consequência modelos de controle tectônico associado começaram a surgir, introduzindo o termo “nível relativo do mar”, aprimorando a análise estratigráfica. Com o avanço dos estudos se tornou óbvio que a estratigrafia de seqüências necessitava ser dissociada do modelo de eustasia global (Catuneanu, 2006). De fato a análise das variações do nível de base são causadas por um conjunto de fatores alogênicos, e a determinação da contribuição de cada fator deve ser avaliada em cada caso de estudo.

2.1.1. Controles na Sedimentação e Acomodação

A sedimentação é geralmente controlada por uma combinação de processos autogênicos e alogênicos, os quais determinam a distribuição dos elementos deposicionais dentro de um sistema deposicional, assim como os padrões de empilhamento de maior escala dentro de uma bacia sedimentar (Catuneanu, 2006). Os processos autogênicos são atuantes em escalas de sistemas (sub-sistemas) deposicionais como por exemplo avulsão de canais fluviais. Em maiores escalas os processos alogênicos são expressivamente mais importantes, conectando e sincronizando os padrões deposicionais registrados em qualquer período de tempo em uma bacia sedimentar e, assim, permitindo o desenvolvimento de modelos de estratigrafia de seqüências em escala de bacia (Catuneanu, 2006). Vail (1987) (*apud*. Ribeiro, 2001) já discutia os principais controles na deposição, destacando eustasia, subsidência, suprimento sedimentar e o clima. Para este autor a eustasia tinha um papel relevante, sendo o principal controle da variação relativa do nível do mar, determinando o padrão estratal de deposição e a distribuição de litofácies, enquanto que a subsidência tectônica controlaria principalmente a espessura dos sedimentos. Catuneanu, 2006 apresenta uma visão um pouco diferenciada. Aponta tectônica, eustasia e clima como controles alogênicos básicos, e os relaciona com a energia de fluxo dos ambientes + suprimento sedimentar e também com a acomodação do sistema (Figura 1).

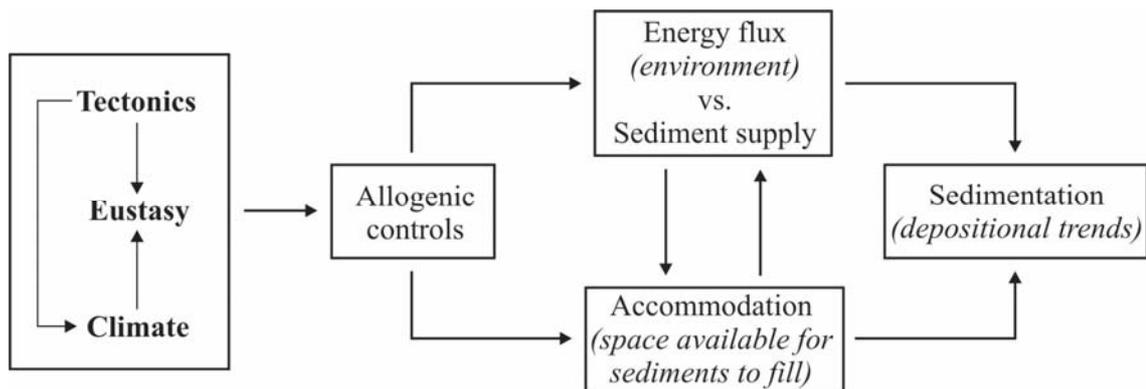


Figura 1 - Diagrama dos principais controles da sedimentação. Fonte: Catuneanu (2006).

A tectônica para o autor é praticamente o mesmo que subsidência, porém processos adicionais como resfriamento e carga crustal e ainda mudanças de profundidade da lâmina d'água são atribuídos como uma contribuição importante na subsidência total da bacia. Além disso, Catuneanu (2006) atribui igual valor às variáveis tectônica e eustasia, como

controladoras do espaço disponível para acumulação de sedimentos (acomodação). Para o autor os mecanismos eustáticos e tectônicos podem competir na geração de qualquer ordem de ciclicidade estratigráfica, afirmando assim, que até mesmo o controle tectônico que anteriormente acreditava-se ser operante em ciclos de longa duração ($>$ de 10^6 anos) (Figura 2) pode ser responsável por uma ciclicidade maior e menor que 1 Ma. (Catuneanu, 2006).

Hierarchical order	Duration (My)	Cause
First order	200-400	Formation and breakup of supercontinents
Second order	10-100	Volume changes in mid-oceanic spreading centers
Third order	1-10	Regional plate kinematics
Fourth and fifth order	0.01-1	Orbital forcing

Figura 2 - Hierarquia dos ciclos de variação do nível de base conforme duração e causas atribuídas.

Fonte: Catuneanu (2006).

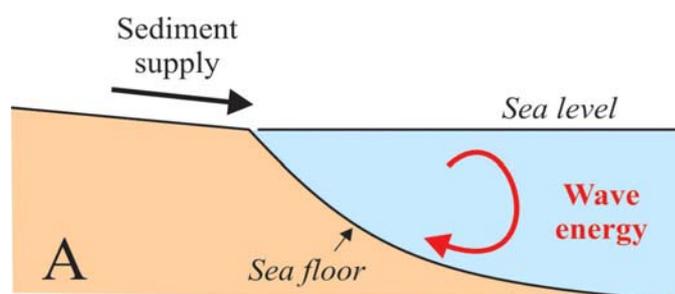
A importância relativa entre a atuação da tectônica ou eustasia na geração de espaço de acomodação dependerá do contexto geotectônico da bacia, e conseqüentemente do estilo de subsidência. Já o clima afeta principalmente a acomodação influenciando variações eustáticas, porém também atuando sobre o aporte sedimentar e níveis de energia de ambientes marinhos à continentais.

O suprimento sedimentar é uma variável muito importante na estratigrafia de seqüências, referindo-se à quantidade (ou fluxo) e ao tipo (tamanho de grão) dos sedimentos provindos de áreas fontes aos sítios deposicionais (Catuneanu, 2006). Depende basicamente da tectônica e do clima relacionando-se ao rejuvenescimento de áreas fontes, erosão e intemperismo. O aporte sedimentar é crítico para a arquitetura estratigráfica de uma bacia, e com espaço de acomodação disponível o volume e tipo de sedimentos se expressará sob a forma de padrões de empilhamento e elementos deposicionais.

Variações no suprimento sedimentar podem ser reflexo da energia de fluxo presente em diferentes ambientes deposicionais. Esta relação se manifestará nos processos deposicionais de erosão ou agração (Catuneanu, 2006). Um exemplo são os ambientes marinhos, onde os sedimentos são transportados por uma variedade de correntes subaquosas,

as quais podem ser responsáveis por erosão e remobilização dos sedimentos. Entretanto se o nível de energia for insuficiente para transportar determinada quantidade de sedimentos os mesmos serão depositados resultando em agração. Este mesmo princípio pode ser aplicado a sistemas continentais como eólico e fluvial. Desta forma pode-se dizer que um aumento na energia de fluxo em relação ao suprimento sedimentar leva à destruição da acomodação, e também, que uma diminuição da energia de fluxo em relação ao aporte sedimentar leva a um aumento da acomodação (Figura 3). Apesar disso devemos considerar que os processos superficiais sindeposicionais de agração e erosão refletem a atuação conjunta de todos os processos (Catuneanu, 2006), sendo, portanto, o espaço de acomodação não só controlado pela questão aporte x energia de fluxo, mas também diretamente pelos controles alogênicos, os quais por sua vez também influenciarão na relação aporte x energia de fluxo. A interconectividade entre os processos é ilustrado na figura 3.

Jervey (1988) (*apud.* Catuneanu, 2006) conceitua acomodação como o espaço disponível para os sedimentos se depositarem, sendo medida pela distância entre o nível de base e a superfície deposicional. Este conceito foi primeiramente definido para ambientes marinhos e o nível de base praticamente se igualava ao nível do mar. Entretanto estas proposições não contemplavam ambientes continentais ocasionando discussão acerca do termo nível de base. Atualmente, para Catuneanu (2006) “nível de base (de deposição ou erosão) é geralmente considerado como uma superfície global de referência na qual denudação continental e agração marinha de longa duração tendem a ocorrer. Esta superfície é dinâmica movimentando-se no tempo relativamente ao centro da Terra em concordância com as subidas e quedas eustáticas do nível do mar. Simplificadamente o nível de base é aproximado do nível do mar, porém na realidade o verdadeiro nível de base encontra-se um pouco abaixo, devido à ação erosional de ondas e correntes marinhas (Figura 3).



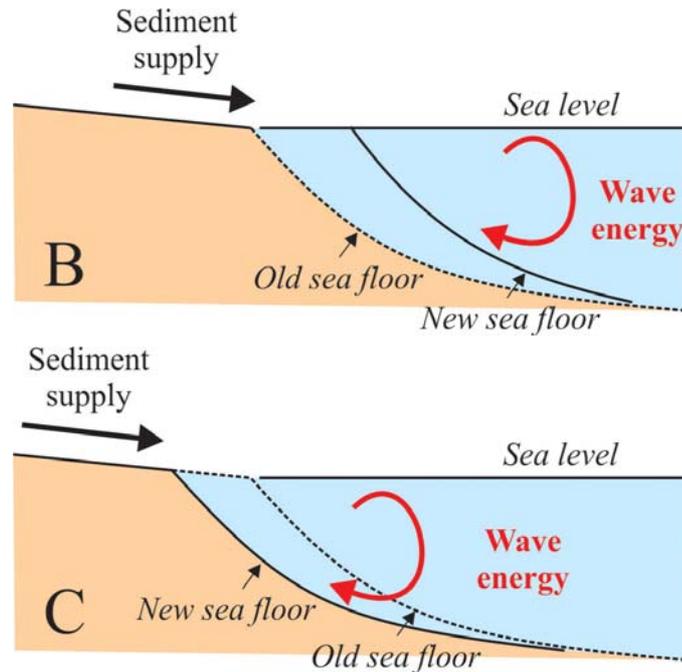


Figura 3 - Figuras esquemáticas mostrando a variação da energia de fluxo (ondas) e a relação com agradação e erosão. Em A situação estável, em B suprimento sedimentar maior que energia de fluxo causando agradação, em C situação inversa causando erosão. A ação erosiva de ondas rebaixa o nível de base. Fonte: Catuneanu (2006).

Em ambientes continentais utiliza-se a terminologia de perfil de equilíbrio fluvial a qual corresponde a tendência do sistema fluvial a atingir um equilíbrio dinâmico relacionado à capacidade do curso fluvial em transportar sua carga sedimentar sem agradação ou degradação (~incisão) dos canais (Leopold & Bull, 1979) (*apud.* Catuneanu, 2006). A posição espacial do perfil de equilíbrio fluvial será em parte função da elevação do nível de base, sendo este nível relativo a um corpo d'água no qual o curso fluvial está conectado. Este corpo d'água além do mar pode também ser representado por um lago continental (Figura 4).

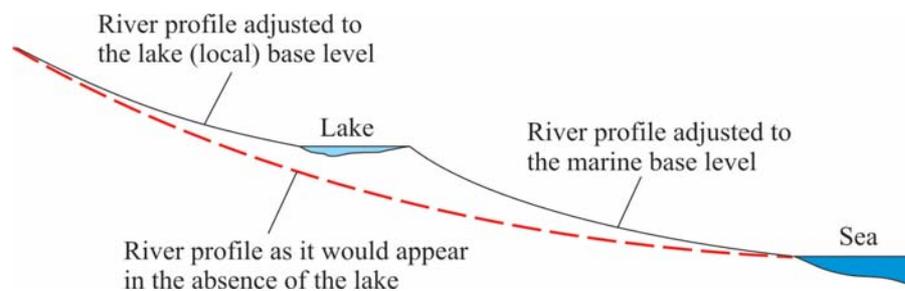


Figura 4 - Esquema mostrando o perfil de equilíbrio fluvial em relação a corpos d'água com os quais o canal fluvial possui conexão como lago e mar. Fonte: Catuneanu (2006).

Sendo assim, a acomodação é um conceito extremamente importante na estratigrafia de seqüências, o qual é fruto de uma complexa relação entre os controles alogênicos, os quais criam ou destroem espaço, e o preenchimento deste espaço pelo aporte sedimentar em um mesmo tempo (Catuneanu, 2006). O completo entendimento deste conceito chave propiciará o conhecimento dos mecanismos fundamentais que controlam a formação dos tratos de sistemas e superfícies cronoestratigráficas. O conceito de nível relativo do mar também deve ser corretamente aplicado. De fato não corresponde ao nível do mar eustático. O nível relativo pode estar sofrendo influência tanto da subsidência quanto das variações eustáticas. Esta constatação já havia sido explanada no trabalho de Posamentier *et al.*, (1988), o qual explica: *“Eustasia (nível global do mar) refere-se somente a posição da superfície do mar com referência em um datum fixo, como o centro da terra, sendo, portanto independente de fatores locais. Nível relativo do mar incorpora subsidência local e/ou soerguimento referindo-se a “posição da superfície do mar respeitando a posição de um datum (i.e.embasamento) próximo ou no fundo oceânico”* Em conseqüência, mesmo que ocorra uma descida eustática o nível relativo pode estar aumentando por efeito de subsidência como pode ser visualizada na figura 5. A variação do nível relativo do mar é independente do sedimento que está se acumulando acima do *datum* e não deve ser confundido com profundidade da lâmina d’água. A figura 6 de Catuneanu (2006) ilustra todos estes conceitos proporcionando uma visão integrada e comparativa dos mesmos.

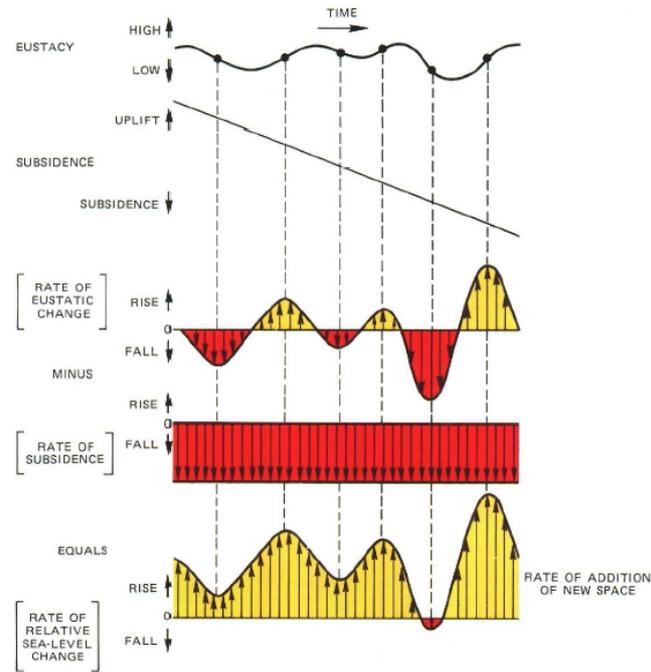


Figura 5 - Variações do nível relativo do mar em relação à eustasia e subsidência. Fonte: Posamentier *et al.*, (1988).

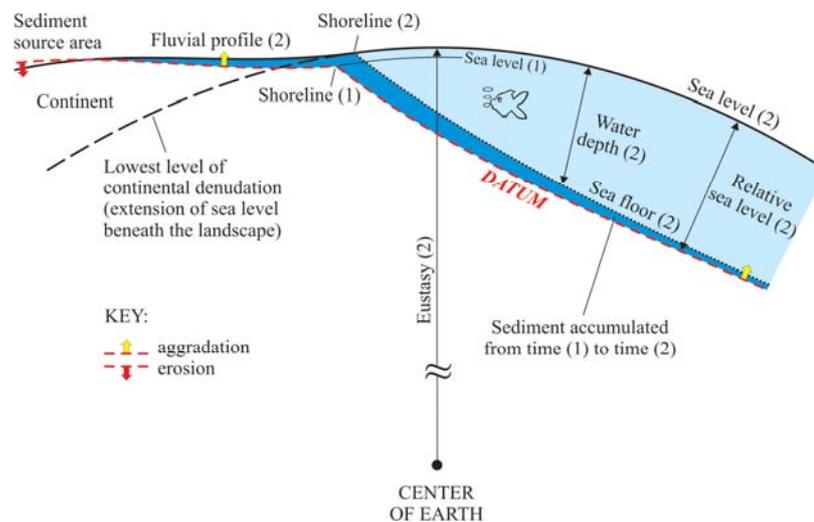


Figura 6 - Desenho esquemático mostrando conceitos aplicados na estratigrafia de seqüências, como nível relativo do mar, eustasia e perfil de equilíbrio fluvial. Fonte: Catuneanu (2006).

2.1.2. Trajetórias da Linha de Costa

O tipo de trajetória da linha de costa é importante dentro de um arcabouço cronoestratigráfico, já que determina a formação dos pacotes estratiais associados com um

trend deposicional particular e, portanto, caracterizado por padrões de empilhamento específicos conhecidos como tratos de sistemas (Catuneanu, 2006). As variações da linha de costa se resumem genericamente aos termos transgressão e regressão (esta podendo ser normal e forçada) e serão detalhados a seguir.

2.1.2.1. Transgressão

O termo transgressão remete ao avanço da linha de costa em direção ao continente. Ocorre quando a taxa de criação de espaço de acomodação ultrapassa a taxa de sedimentação resultando em retrogradação de fácies. Em porções transicionais, entre ambiente marinho e continental, ocorre retrabalhamento e agradação de sedimentos devido a subida de nível de base. Este processo nada mais é que um reajuste de gradiente de um ambiente não marinho com inclinação mais suave, para um gradiente mais íngreme da zona de *shoreface*. A translação da linha de costa no sentido do continente ocasiona erosão por ação das ondas no *shoreface* superior em uma tentativa de esculpir um perfil mais íngreme que esteja em equilíbrio com a energia de fluxo das ondas. A marca deste processo de ajuste de perfil é conhecida como superfície de ravinamento e será detalhada na seção superfícies estratigráficas. Em termos de depósitos associados com a transgressão podem-se destacar praias ou complexos de boca de estuário formados a partir do sedimento retrabalhado e direcionado à costa pela ação de ondas, e depósitos de cunha transgressiva com sedimentos também oriundos do retrabalhamento transgressivo, porém direcionados para *offshore* (Catuneanu, 2006) (Figura 7).

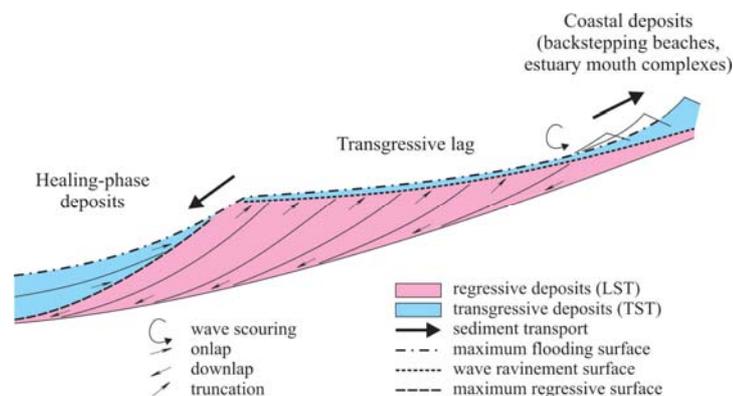


Figura 7 - Padrões de redistribuição de sedimentos durante a transgressão da linha de costa e os principais tipos de depósitos transgressivos. Fonte: Catuneanu (2006).

Os processos de agradaco e erosão atuam juntamente durante a transgressão e o balano entre estas duas foras opostas determinará o tipo de linha de costa transgressiva (Catuneanu, 2006).

2.1.2.2. Regressão Forada

Regressão forada corresponde a uma progradao ocasionada pela queda do nível de base. A linha de costa  forada a regredir independente do aporte sedimentar (Catuneanu *et al.*, 2009). Assim como na transgressão, na regressão da linha de costa igualmente ocorrem processos de erosão e agradaco em ambientes marinhos  continentais (Figura 8). A contribuio de cada processo em uma determinada região dependerá da posio relativa entre a energia de fluxo do perfil de equilíbrio (perfil fluvial ou nível de base) e a *ground surface* (superfície relacionada à queda do nível de base, subaérea ou subaquosa) (Catuneanu, 2006). Como exemplo, em um ambiente marinho, a dominância ou não de um processo seria funo da relao entre o perfil de equilíbrio controlado pela ao de ondas e o fundo marinho. A arquitetura estratal dos depósitos marinhos rasos gerados durante um período de regressão forada será funo do suprimento sedimentar, da taxa de queda do nível de base e do gradiente do fundo marinho (Ainswirth & Pattison, 1994; Posamentier & Morris, 2000) (*apud.* Catuneanu, 2006). A assinatura no registro estratigráfico para estes depósitos pode ser observada em diversas escalas, desde testemunhos a dados sísmicos. Talvez a assinatura mais característica seja o padrão de *offlapping* observado principalmente em linhas sísmicas, o qual é causado pela queda do nível relativo do mar (Catuneanu, 2006). Outro indicativo pode ser observado na sucessão vertical de fácies onde se observa uma mudana abrupta de fácies entre os arenitos marinhos rasos e depósitos pelíticos de *offshore* subjacentes, sendo que em condioes normais de progradao este contato seria gradual.

A resposta dos sistemas fluviais  queda do nível de base pode ser bem complexa não necessariamente resultando em incisão ou agradaco, mas simplesmente na mudana dos parâmetros de fluxo para a adaptao ao um novo gradiente topográfico gerado (grau de sinuosidade do canal por exemplo, Shumm, 1993) (*apud.* Catuneanu, 2006). A relao entre a inclinao do vale fluvial e o gradiente do fundo marinho na zona de inframaré  que determinará se ocorrerá incisão fluvial ou não. Segundo Catuneanu (2006) nem sempre ocorre incisão fluvial durante períodos de queda do nível de base, podendo também ocorrer *bypass* sedimentar ou até mesmo agradaco.

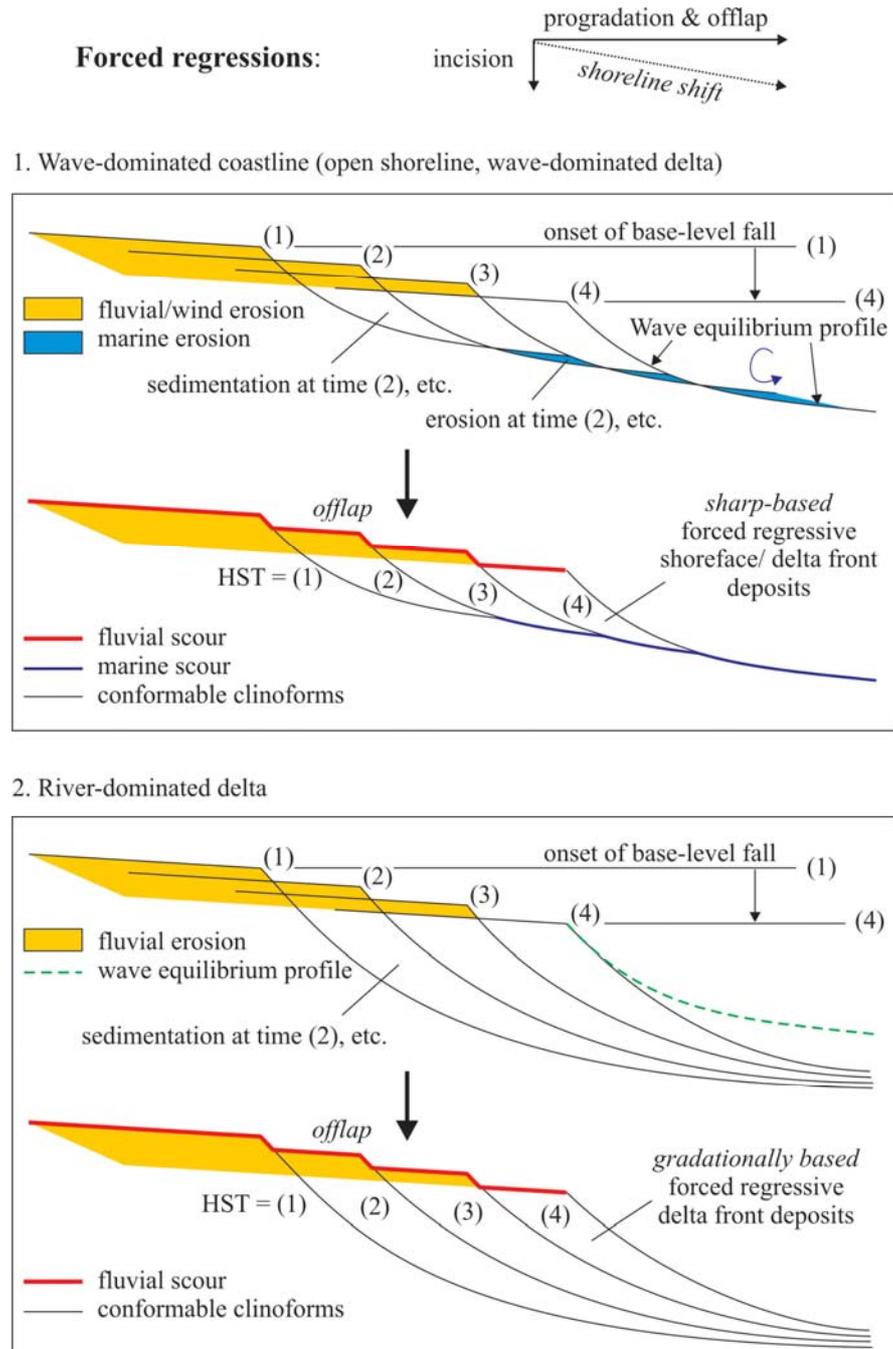


Figura 8 - Padrão deposicional de regressão forçada. Ilustração 1 costa dominada por onda e ilustração 2 em um contexto de delta dominado por rio, ambas mostrando o padrão de *offlap* desenvolvido. A superfície de contato abrupto entre depósitos costeiros e de água profunda é apenas formada no caso 1 já que no caso 2 os depósitos de regressão forçada são gradacionais. Fonte: Catuneanu (2006).

2.1.2.3. Regressão Normal

Consiste na progradação ocasionada por suprimento sedimentar, quando a taxa de sedimentação é maior que a taxa de subida do nível de base (Catuneanu *et al.*, 2009). A acomodação é totalmente preenchida pelo aporte sedimentar, agradação é acompanhada por *bypass* sedimentar e ocorre a progradação de fácies (Catuneanu, 2006). A sucessão vertical de fácies gerada na progradação consiste em depósitos com aumento gradual de granulometria para o topo (*coarsening-upward*) e raseamento para o topo, podendo variar de ambiente marinho de *offshore* até fluvial, sem contatos abruptos como em uma regressão forçada. Os depósitos de regressão normal podem ser representados por progradações deltaicas ou de plataforma marinha rasa.

Outra característica dos depósitos de regressão normal é a agradação costeira como resposta do aumento do nível de base (Figura 9). A agradação é observada sob a forma de *topset* dos depósitos de inter e supramaré (planície deltaica, sedimentos praias de plataforma), diferentemente do padrão de *offset* da regressão forçada.

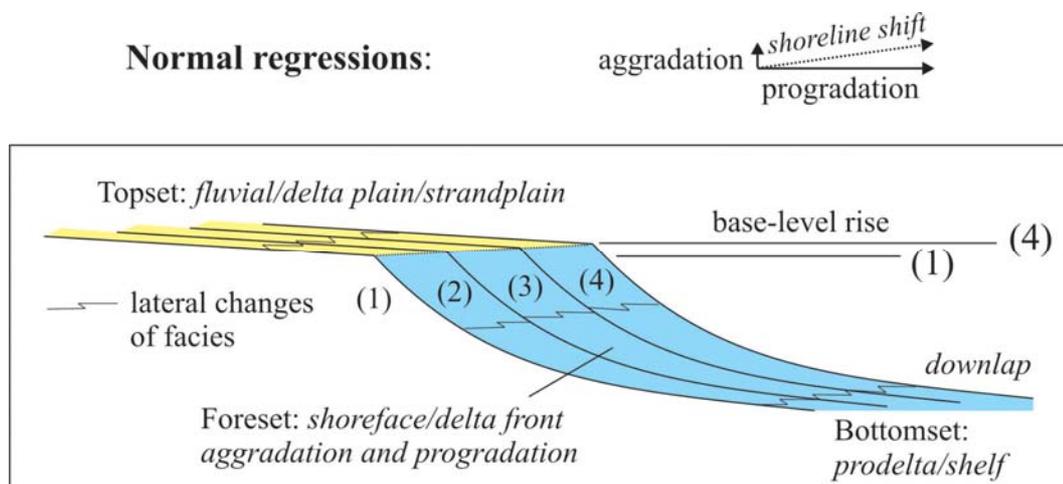


Figura 9 - Padrão deposicional de regressão normal. Os padrões observados são de agradação (terminação estratal em *topset*) e progradação com terminação em *downlap*. Fonte: Catuneanu (2006).

2.1.3. Superfícies Estratigráficas e Terminações Estratais

Superfícies estratigráficas fornecem o arcabouço fundamental para interpretação genética de qualquer sucessão sedimentar, desconsiderando a nomenclatura que será dada aos

pacotes estratais entre tais superfícies (Catuneanu, 2006). Todas marcam mudanças no regime deposicional e são criadas pela interação das mudanças do nível de base e sedimentação. A identificação de uma superfície estratigráfica pode ser feita através de vários critérios, como a natureza das fácies e padrão deposicional que estão em contato pela superfície, a natureza dos contatos de facies (concordante ou discordante), características icnológicas e terminações estratais associadas com uma superfície em particular. A correta identificação de uma superfície só será possível com a reconstrução do contexto deposicional através de uma criteriosa análise de fácies. As superfícies estratigráficas podem ser classificadas em três tipos segundo Catuneanu (2006): superfícies dependentes do ambiente, as quais se originam em ambientes específicos como superfície de incisão fluvial e de ravinamento por ondas; superfícies geométricas definidas por padrões de empilhamento e terminações estratais como superfícies de *onlap*, *downlap* etc.; e superfícies conceituais que dependem do ambiente ou caracterizam superfícies geométricas com significado específico dentro do modelo da estratigrafia de seqüências, como limites de seqüências ou superfícies de máxima inundação. Obviamente os critérios de identificação das superfícies devem ser utilizados conforme a base de dados disponível. Abaixo será apresentada uma descrição resumida, porém atualizada, das terminações estratais e das superfícies estratigráficas relevantes na estratigrafia de seqüências.

2.1.3.1. Terminações Estratais

Terminações estratais são definidas como a relação geométrica entre os estratos e a superfície estratigráfica contra a qual estes terminam, sendo mais bem observadas em grande escala como em linhas sísmicas e grandes afloramentos. Os principais tipos de terminações são: truncamento erosivo, *toplap*, *onlap*, *downlap* e *offlap* (Figura 10). (definição de cada terminação retirada de Mitchum, 1977; Galloway, 1989 e Emery & Myers, 1996) (*apud*. Catuneanu, 2006).

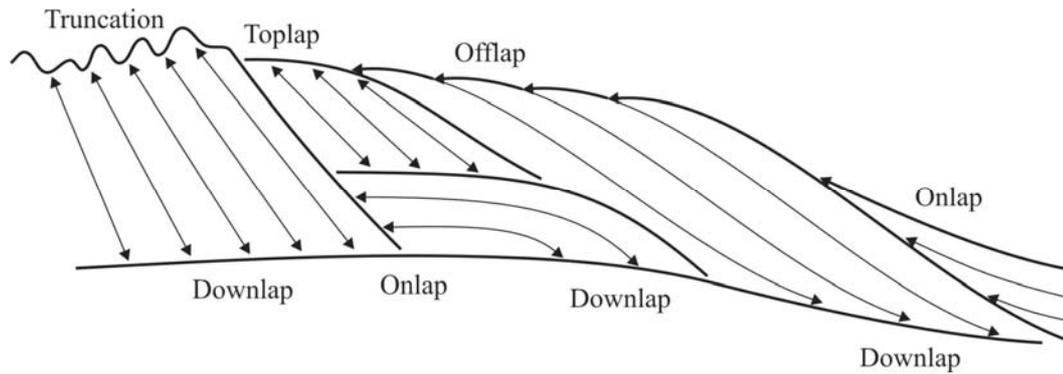


Figura 10 - Tipos de terminações estratigráficas. Fonte: Catuneanu (2006).

Truncamento erosivo: Terminação dos estratos contra uma superfície erosiva sobrejacente. Implica em desenvolvimento de um relevo erosional ou de uma discordância angular.

Toplap: Terminação de estratos inclinados (clinoformas) contra uma superfície sobrejacente principalmente devido à *bypass* sedimentar ou alguma erosão. Em linhas sísmicas com falta de resolução o *topset* (agradiação costeira) pode ser confundido com o *toplap*, sendo chamado de *toplap* aparente. O *toplap* representa o limite deposicional proximal da unidade sedimentar.

Onlap: Terminação de estratos de baixo ângulo contra uma superfície de maior declive subjacente. Também pode ser referida como *lapout* e marca o limite deposicional lateral de uma determinada unidade estratigráfica.

Downlap: Terminação de estratos inclinados contra uma superfície de baixo ângulo subjacente, comumente observado na base clinoformas de progradação deltaica. Também pode ser referido como *baselap* quando marca o limite deposicional basal de uma determinada unidade estratigráfica.

Offlap: Este padrão representa o progressivo avanço para *offshore* das terminações superiores (mergulho acima) de unidades sedimentares em uma seqüência de estratos concordantes. *Offlap* é diagnóstico de regressão forçada, já que este avanço caracteriza queda de nível de base e sucessiva exposição das unidades mais antigas.

2.1.3.2. Superfícies Estratigráficas

As superfícies que possuem significado mais relevante na estratigrafia de seqüências são aquelas que, ao menos em parte, delimitam tratos de sistemas e seqüências deposicionais (Catuneanu, 2006).

A ilustração abaixo representa duas curvas: a curva da variação do nível de base e curva sintetizando eventos transgressivos-regressivos (curva T-R) (Figura 11). Estas curvas definem as superfícies estratigráficas e tratos de sistemas. A curva T-R descreve o posicionamento da linha de costa, sendo resultado da sedimentação e das mudanças do nível de base atuando na linha de costa. As taxas de sedimentação são consideradas constantes durante um ciclo de variação do nível de base, como já proposto anteriormente por Posamentier *et al.*, (1988). A curva do nível de base é representada de forma simétrica, porém é reconhecido que os eventos de queda e subida nem sempre são de mesma magnitude ou tempo de ocorrência, como no caso de variações glácio-eustáticas onde o período de derretimento do gelo é mais acelerado que o período de formação de calotas de gelo (Catuneanu, 2006).

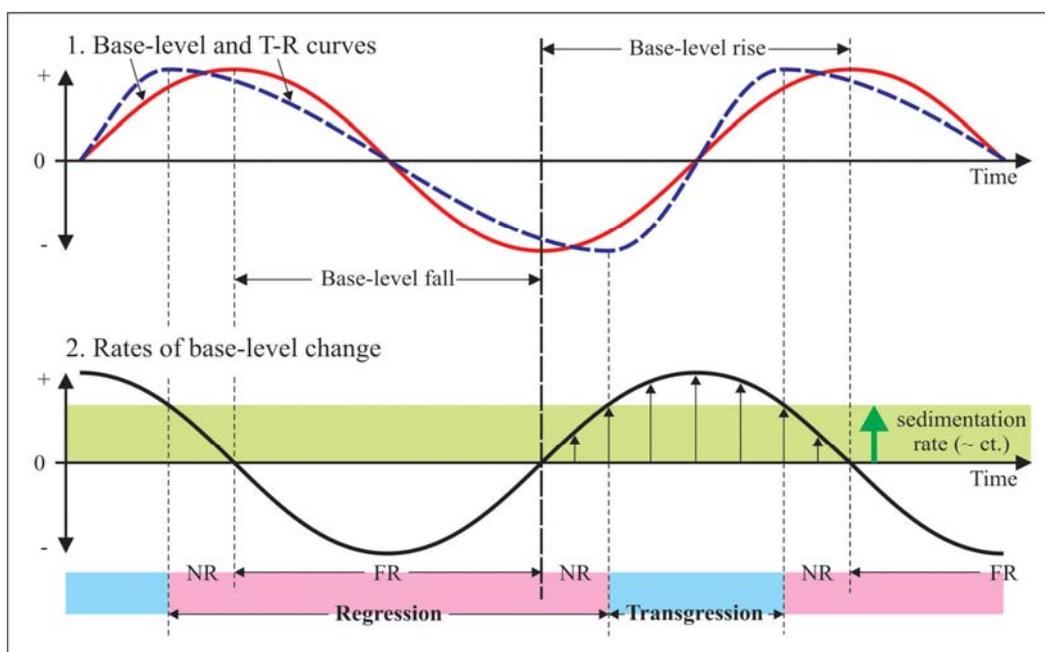


Figura 11 - Curva 1 representando subidas e descidas do nível de base e transgressão x regressão. Curva 2 mostrando a taxa de variação do nível de base, com zonas de NR (regressão normal) e FR (regressão forçada). Fonte: Catuneanu (2006).

Como resultado da ação conjunta da sedimentação e variações do nível de base na linha de costa Catuneanu (2006) definiu quatro principais eventos associados com padrões deposicionais: início da regressão forçada, final da regressão forçada, final da regressão e final da transgressão. Estes eventos são registrados durante um ciclo completo de variação do nível de base (Figura 12).

Início da regressão forçada: Refere-se ao início da queda do nível de base na linha de costa, é acompanhada da mudança de sedimentação para erosão ou *bypass* nos ambientes fluvial e marinho raso.

Final da regressão forçada: Refere-se ao final da queda do nível de base na linha de costa, marca a mudança de degradação para agradiação nos ambientes fluviais e marinho raso.

Final da regressão: Ocorre durante subida do nível de base na linha de costa, marcando o ponto de mudança de padrão de sedimentação, de regressão da linha de costa para transgressão.

Final da transgressão: Ocorre durante a subida do nível de base na linha de costa marcando a mudança da direção da variação da linha de costa, de transgressão para regressão

Estes quatro eventos controlam a formação de todas as superfícies estratigráficas (Figura 12).

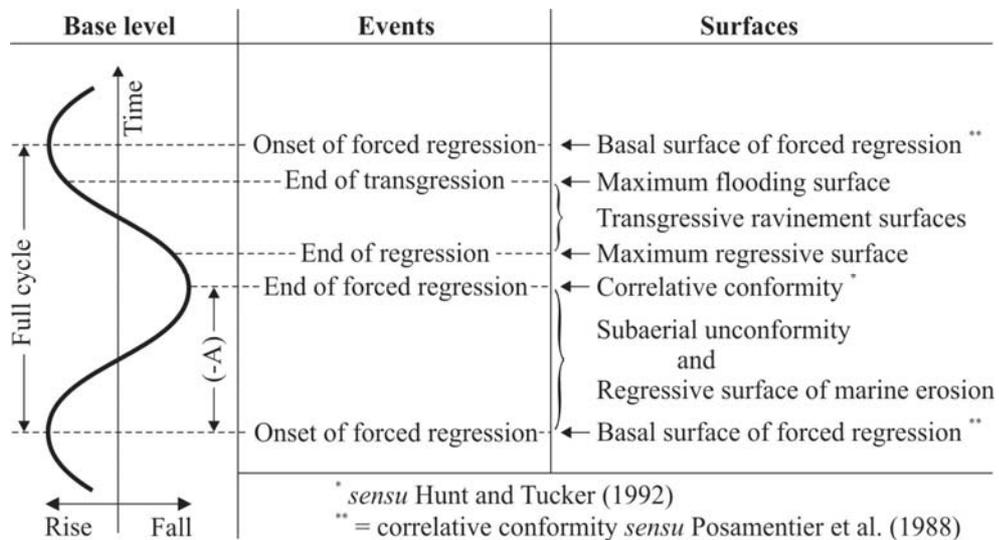


Figura 12 - Curva de variação do nível de base com posicionamento dos 4 eventos definidos, também mostrando as superfícies estratigráficas reconhecidas. Fonte: Catuneanu (2006).

Foram determinadas sete superfícies estratigráficas que servem de critério para delimitação de tratos de sistemas. Além destas são ainda mapeadas algumas superfícies

internas aos tratos de sistemas denominadas de “*within-trend facies contacts*” (Figura 13). Estas superfícies caracterizam discontinuidades litológicas que podem ter expressividade física muito forte em afloramentos, testemunhos, etc., porém são mais adequadas para análises litoestratigráficas e aloestratigráficas (Catuneanu, 2006). Abaixo serão conceituadas as superfícies definidas na estratigrafia de seqüências moderna, *sensu* Catuneanu, 2006.

Surfaces of Sequence Stratigraphy	
<u>Base-level fall</u>	<u>Base-level rise</u>
1, 2. Subaerial unconformity, and its correlative conformity *	5. Maximum regressive surface
3. Basal surface of forced regression **	6. Maximum flooding surface
4. Regressive surface of marine erosion	7. Ravinement surfaces (transgressive)
Within-trend facies contacts	
<u>Regression</u>	<u>Transgression</u>
1. Within-trend NR surface	3. Flooding surface (other than MRS, MFS, or RS)
2. Within-trend FR surface	
<p><i>Sequence stratigraphic surfaces may be used, at least in part, as systems tract boundaries or sequence boundaries. This is their fundamental attribute that separates them from any other type of mappable surface.</i></p> <p><i>Within-trend facies contacts are lithological discontinuities within systems tracts. Such surfaces may have a strong physical expression in outcrop or subsurface, but are more suitable for lithostratigraphic or allostratigraphic analyses.</i></p>	

Figura 13 - Superfícies da estratigrafia de seqüências e superfícies de contatos entre facies reconhecidos durante a regressão e transgressão. Fonte: Catuneanu (2006).

Discordância subaérea: Discordância que se forma em condições de exposição subaérea como resultado de erosão fluvial ou *bypass*, pedogênese, degradação eólica ou dissolução e carstificação. Corresponde aos grandes hiatos do registro estratigráfico separando estratos que não são geneticamente relacionados e marcando mudanças abruptas de fácies bacía a dentro (Figura 14). Nos modelos convencionais da estratigrafia de seqüências a discordância subaérea é criada durante uma queda do nível de base. A discordância gradualmente se estende bacía a dentro durante a regressão forçada da linha de costa

chegando a sua máxima extensão no final da regressão forçada (Helland-Hansen & Martinsen, 1996), (*apud* Catuneanu, 2006). A discordância subaérea tem uma superfície marinha correlata, denominada de concordância correlata, a qual representa o intervalo temporal em que ocorreu sedimentação em porções profundas da bacia, enquanto ocorria erosão e *bypass* em porções mais rasas.

A resposta do registro a uma regressão forçada irá depender de diversos fatores, como a magnitude do evento de queda e da relação entre os gradientes de declividade entre o fundo marinho exposto e o perfil fluvial no início da regressão forçada (Catuneanu, 2006). Indícios geológicos observados em diversos tipos de dados (afloramentos, testemunhos, sísmica e perfis elétricos) são utilizados para o reconhecimento criterioso de discordâncias subaéreas, tais como: identificação de uma superfície erosiva (dados de rocha), mudança abrupta de fácies e de padrões deposicionais, associação da discordância com icnofácies em níveis de paleossolos onde ocorre mudança abrupta de icnofácies marinhas para não marinhas. Em dados sísmicos os indicativos são: terminação estratal em *offlapping*, truncamento de estratos subjacentes, relevo topográfico irregular devido erosão diferencial.

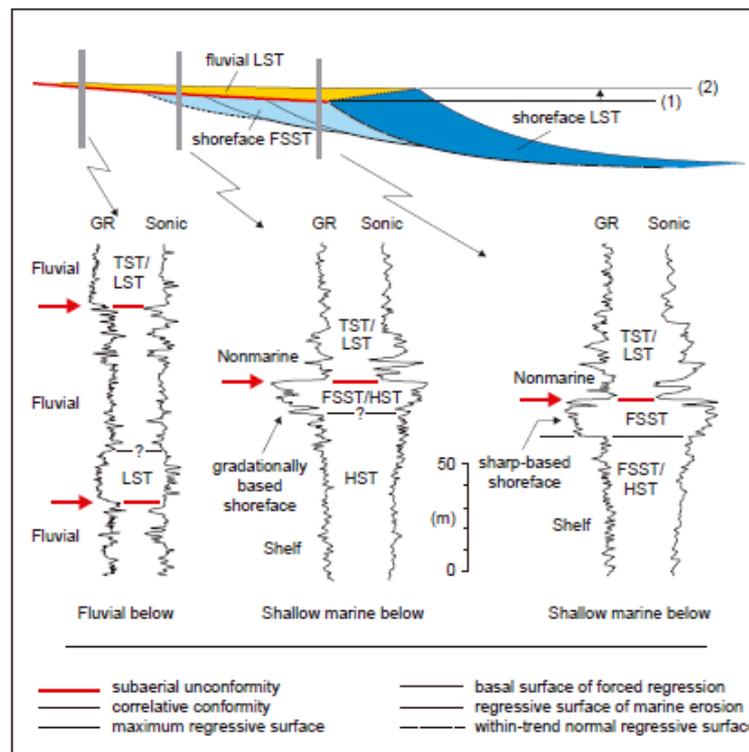


Figura 14 – Expressão da discordância subaérea em perfis em diferentes ambientes deposicionais. Fonte: Catuneanu (2006).

Concordância Correlata: Segundo Posamentier *et al.*, (1988) a concordância correlata corresponde a uma superfície estratigráfica que marca uma mudança no padrão de empilhamento de uma regressão normal de trato de sistemas de nível alto para uma regressão forçada, sendo materializada pela clinofórmula marinha mais antiga associada ao padrão de *offlap* e, portanto, representando o paleo-fundo marinho no início da regressão forçada (Catuneanu *et al.*, 2009). Sendo assim seria sinônimo de outra superfície, a superfície basal de regressão forçada. Em ambiente de águas profundas a concordância correlata é geralmente posicionada na base dos leques de assoalho desenvolvidos a partir da queda do nível de base. Hunt & Tucker (1992) caracterizaram esta superfície como marcadora da mudança de um padrão de empilhamento de regressão forçada (*falling stage systems tract*) para uma regressão normal de trato de sistemas de nível baixo sendo formada em ambiente marinho no final da queda do nível de base na linha de costa e se correlacionando com a terminação da discordância subaérea em direção ao mar. Para os autores a concordância correlata é materializada na clinofórmula marinha mais jovem associada com o padrão de *offlap*. Em ambientes de água profunda esta superfície é posicionada no topo dos sedimentos mais grosseiros dentro do complexo de leques submarinos. A distinção entre estes dois tipos de concordância correlata é necessária, pois elas são fisicamente separadas pelos depósitos de regressão forçada (*falling stage systems tract*, ver discussão na seção tratos de sistemas) (Catunenu, 2006). Devido ao baixo potencial de preservação e ao fato de que a concordância correlata do modelo de Posamentier *et al.*, (1988) não é de fato correlata com a extensão discordância subaérea em direção ao depocentro da bacia (já que entre elas existiriam os depósitos de regressão forçada) atualmente os trabalhos de estratigrafia vem adotando o modelo de Hunt & Tucker (1992), para conceituação da concordância correlata.

Superfície basal de regressão forçada: Esta superfície foi introduzida por Hunt & Tucker (1992) para definir a base de todos os depósitos que se acumulam no ambiente marinho durante a regressão forçada da linha de costa, como citado acima esta superfície corresponde com a concordância correlata de Posamentier *et al.*, (1988). A superfície de Hunt & Tucker (1992) separa os estratos de regressão normal do nível alto dos depósitos de regressão forçada. Desta forma acima e abaixo da superfície são registrados padrões progradacionais, sendo “downlapada” pelas clinofórmulas progradantes mais jovens da regressão forçada e apresentando-se concordante com os estratos subjacentes (apenas apresentando características de ravinamento quando ocorrer retrabalhamento por ondas durante a queda), sendo geralmente aceita como uma superfície de tempo (síncrona) (Catuneanu 2006). Na sismica a superfície basal de regressão forçada, quando preservada, é

associada à clinofórmula mais antiga associada ao padrão de *offlap* que marca o início da queda do nível de base. O reconhecimento desta superfície irá depender da sua preservação visto que, conforme a magnitude da queda do nível de base, gradiente do fundo marinho e nível de atuação de ondas na costa erosão significativa por exposição e ação de ondas pode ocorrer, inclusive com remobilização total dos depósitos de regressão forçada.

Superfície regressiva de erosão marinha: Esta superfície está relacionada com ravinamento regressivo durante a regressão forçada em ambientes costeiros dominados por ondas. O processo de ravinamento por ondas só é possível onde o gradiente do fundo marinho na zona de *shoreface* é inferior ao gradiente do perfil de equilíbrio de ondas (Catuneanu, 2006). Em ambientes onde o gradiente do fundo marinho, abaixo do nível de ação de ondas normais, é mais inclinado do que o perfil de equilíbrio de ondas (exemplo de deltas dominados por rio), a queda do nível de base não é acompanhada por ravinamento de ondas fazendo com que os depósitos de regressão forçada apresentem a base gradacional e não abrupta. O processo erosivo em ambientes marinhos rasos dominados por onda é mais forte no *shoreface* inferior. Em direção à bacia após a zona de *shoreface* erosão dá lugar a *bypass* sedimentar na plataforma interna, já na plataforma externa agradacão pode ocorrer abaixo do nível de ação de ondas de tempestade se a queda do nível de base não expor toda plataforma.

A preservação dos depósitos de regressão forçada irá depender da espessura sedimentar acumulada antes do rebaixamento do nível de ação de ondas normais e a expressividade do ravinamento de ondas subsequente (Catuneanu, 2006). Sendo os depósitos de regressão forçada preservados ou não, a superfície regressiva de erosão marinha será sempre posicionada entre as facies de plataforma e as facies de *shoreface*, em ambos os casos podendo se tratar de depósitos de regressão normal ou forçada. A superfície regressiva de erosão marinha é uma das superfícies mais proeminentes da estratigrafia de seqüências com uma expressão física forte no registro geológico devido ao contraste de facies através de um contato erosivo. Uma das características mais importantes da superfície é o fato desta continuar se formando e se expandindo pela bacia durante a queda do nível de base, apresentando assim um alto grau de diacronicidade. A superfície intercepta os depósitos marinhos raso de regressão forçada se juntando com a concordância correlata, *sensu* Posamentier *et al.*, (1988), em direção ao continente e com a concordância correlata, *sensu* Hunt & Tucker (1992), em direção ao depocentro da bacia. A superfície regressiva de erosão marinha pode ser reconhecida dentro do trato de sistema de regressão forçada, entretanto pode também ocorrer na base erodindo a superfície basal de regressão forçada ou ainda no topo do trato, neste caso implicitamente coincidindo com a base do trato de sistemas de nível baixo.

Por esta variabilidade de ocorrência a superfície não apresenta critérios confiáveis para que nela seja posicionado um limite de seqüências. Entretanto quando não houver preservação de depósitos de regressão forçada a superfície pode ser associada com um hiato estratigráfico que aumenta em direção a bacia sendo associada a um limite de seqüências.

Superfície de regressão máxima: esta superfície marca a mudança da regressão da linha de costa para a transgressão da linha de costa, separando estratos progradantes de estratos retrogradantes. Geralmente esta superfície é concordante, sendo possível também a presença de ravinamento devido ao reposicionamento da linha de costa no início da transgressão. O final da regressão da linha de costa marca uma mudança dos regimes sedimentares refletivos pelo balanço entre aporte sedimentar e energia do ambiente em todos os sistemas deposicionais da bacia. Como resultado a superfície de máxima regressão pode se desenvolver como um contato estratigráfico discreto em muitas bacias sedimentares, sendo seu potencial de preservação maior em ambientes marinhos rasos a profundos onde há tendência da superfície ser “onlapada” pelos sedimentos agradacionais transgressivos (Catuneanu, 2006). Pode ser reconhecida por diferentes critérios ao longo do perfil deposicional da bacia (Figura 15). Em taludes continentais a superfície de máxima regressão é a clinofórmula progradante mais jovem a qual é “onlapada” pelos depósitos transgressivos de *healing-phase*. Em ambiente marinho raso a superfície é reconhecida no topo de depósitos progradantes “*coarsening upwards*” e dependendo das taxas de transgressão a superfície pode ser marcada por um contato litológico arenito-folhelho, neste caso sugerindo transgressão rápida ou diminuição abrupta de aporte sedimentar (Catuneanu, 2006), se a transgressão for lenta ou o aporte sedimentar for alto o pico de sedimento mais grosseiro deverá ocorrer dentro de um pacote arenoso e o contato arenito-folhelho aparecerá acima da superfície de máxima regressão. Em ambientes costeiros a superfície se encontra abaixo dos sedimentos estuarinos mais antigos correspondendo a superfície mais basal que define o contato das fácies estuarinas de *central basin* com fácies fluviais. A extensão da superfície para porções mais proximais onde ocorre sedimentação fluvial é mais difícil de ser detectada, porém, pode ser refletida em escala regional por uma diminuição na energia fluvial, como exemplo da passagem de sistemas fluviais entrelaçados para meandranes. Simplificadamente esta superfície marca a passagem do trato de sistemas de nível baixo para o trato de sistemas transgressivo, sendo também conhecida como a superfície transgressiva do modelo clássico da estratigrafia de seqüências de Posamentier & Vail (1988).

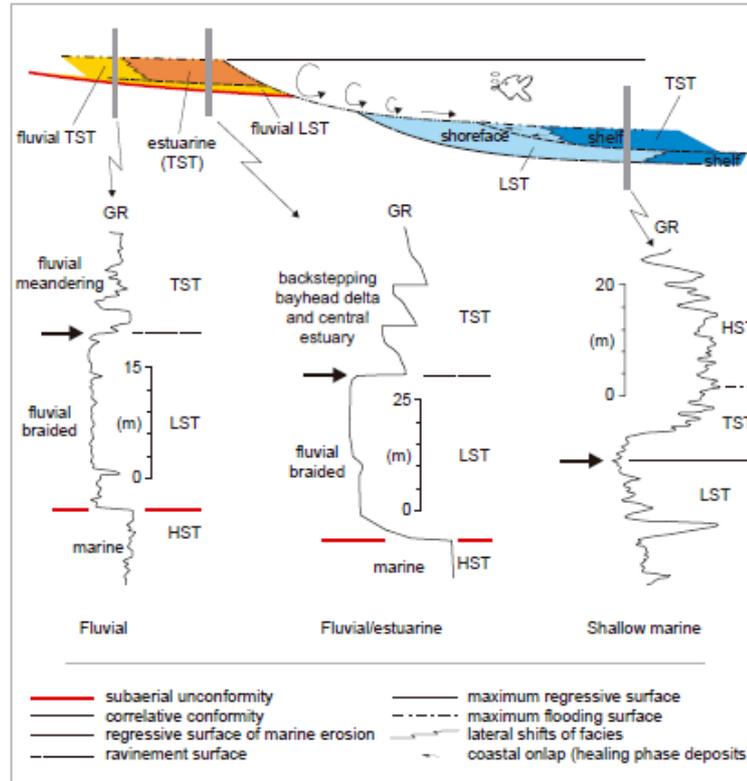


Figura 15 – Expressão da superfície de máxima regressão em perfis de raios gama em diferentes ambientes deposicionais. Fonte: Catuneanu (2006).

Superfície de inundação máxima: Esta superfície é uma das mais importantes dentro do modelo da estratigrafia de seqüências, pois é uma superfície com baixo grau de diacronicidade além de ter um bom potencial de preservação dividindo os tratos de sistemas transgressivo e de nível alto. A superfície marca o final da transgressão da linha de costa e conseqüentemente uma mudança do padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional, sendo a presença de estratos progradantes acima da máxima inundação pode ser visualizada na sísmica como uma superfície de “*downlap*”. Superfícies de máxima inundação são indiscutivelmente os marcadores estratigráficos mais fáceis de serem usados na subdivisão de sucessões estratigráficas, especialmente em ambientes marinhos e costeiros, pois estão contidas em seções condensadas arealmente extensas que se formam quando a linha de costa atinge a posição mais continental possível (Galloway, 1989; Posamentier e Allen, 1999; *apud* Catuneanu, 2006). A seção condensada corresponde a sedimentos hemipelágicos a pelágicos, acumulados em períodos com mínimo aporte sedimentar sendo distribuído na plataforma e porções profundas da bacia. Devido a diminuição do aporte sedimentar no ambiente marinho durante a transgressão a superfície de máxima inundação é freqüentemente

associada a *hardgrounds* como uma função do grau de cimentação do fundo marinho, entretanto *softgrounds* também podem se formar onde a taxa de sedimentação é alta o suficiente para manter o fundo marinho inconsolidado. Em porções costeiras a máxima inundação pode ser evidenciada pela presença de *woodgrounds* onde a inundação marinha alcança zonas de florestas em planícies costeiras. Em ambientes costeiros a superfície de inundação máxima é posicionada no topo das fácies estuarinas mais recentes marcando o ponto de virada para sedimentação deltaica (Figura 16). Em porções continentais no sistema fluvial a presença da inundação máxima é observada a partir de influência de maré em arenitos fluviais, e constitui o período de maior nível do freático, podendo favorecer a formação de carvão se houverem as condições necessárias. Já a posição da superfície dentro de uma sucessão puramente fluvial pode ser relacionada a um aumento abrupto na energia fluvial, passando de um estilo fluvial meandrante para entrelaçado, ou também por variações no grau de amalgamação de canais.

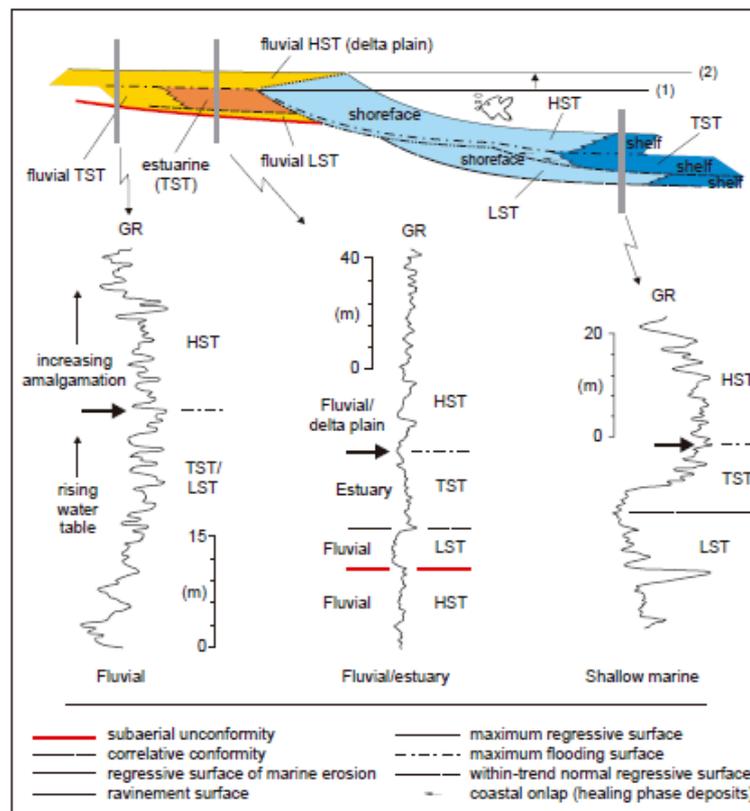


Figura 16 - Expressão da superfície de máxima inundação em perfis de raios gama em diferentes ambientes deposicionais. Fonte: Catuneanu (2006).

Superfícies de ravinamento transgressivo: Constituem superfícies originadas pela ação erosiva e de remobilização de sedimentos por ação de ondas e marés durante o avanço da linha de costa para o continente. Muitas vezes essas duas superfícies (onda e maré) apresentam-se amalgamadas e “onlapadas” pelos depósitos transgressivos de shoreface. Em alguns casos o ravinamento é de tal expressividade que pode erodir os depósitos praias e fluviais anteriormente depositados. Desta forma, variados tipos de depósitos podem ocorrer abaixo da superfície de ravinamento transgressivo, segundo o grau de “escavamento” imposto. Em estuários as duas superfícies podem ocorrer separadas por depósitos arenosos do complexo de boca de estuário quando as superfícies são geradas ao mesmo tempo, porém em áreas diferentes. A superfície de ravinamento de maré estaria se formando dentro do estuário, já a superfície de ravinamento de ondas no *shoreface* superior. Ambas superfícies são diácronas já que serão geradas conforme ocorrer o avanço da linha de costa. Alguns critérios para a identificação destas superfícies é o reconhecimento de depósitos de *lags* transgressivos (no caso de ondas) *hardgrounds*, *firmgrounds* e/ou *woodgrounds* (específico para marés) (Catuneanu, 2006).

As superfícies explicadas acima compõem o arcabouço básico para uma metodologia de análise em estratigrafia de seqüências, entretanto, também ocorrem superfícies marcantes internas aos tratos de sistemas já mencionadas acima como “*within-trend facies contacts*”. Estas superfícies podem ser reflexo de reposicionamento de ambientes deposicionais acompanhadas por mudanças de energia do ambiente e aporte sedimentar. Apesar da expressividade estas superfícies devem ser analisadas após a construção do arcabouço estratigráfico (Catuneanu, 2006) sendo descritas abaixo.

Superfície Within-trend de regressão normal: Esta superfície consiste em um contato de fácies concordante gerado durante a regressão normal no topo de depósitos arenosos proeminentes na linha de costa (Catuneanu, 2006). A formação deste contato requer progradação e agradação, resultando na chegada de sedimentos de supramaré de mais baixa energia depositados sobre depósitos praias ou de frente deltaica. Este processo gera um contato de fácies muito expressivo sendo de fácil reconhecimento em afloramentos e em dados de subsuperfície. Apesar de ser uma superfície proeminente e possivelmente de grande extensão areal o contato de fácies de regressão normal tem baixo valor para correlações cronoestratigráficas já que é fortemente diácrona dependendo da taxa de regressão normal em diferentes pontos da linha de costa (Catuneanu, 2006).

Within-trend superfície de regressão forçada: Constitui um contato de fácies concordante gerado durante o estágio de regressão forçada na base de facies progradantes de

frente deltaica de deltas dominados por rios, constituindo um contato entre facies de frente deltaica e prodelta. Este tipo de contato não se desenvolve em ambientes marinhos dominados por onda, nem em desembocadura de rios ou costas abertas, porque nestas situações é formada a superfície regressiva de erosão marinha. O contato de fácies de regressão forçada também é fortemente diacrônico se tornando mais jovem bacia a dentro devido à taxa de regressão forçada da linha de costa.

Within-trend superfície de inundação: Esta superfície é definida como a superfície que separa estratos mais jovens de estratos mais antigos sendo que entre eles há uma evidência de um aumento abrupto da lâmina d'água. Abaixo da superfície ocorrem depósitos arenosos transgressivos e acima depósitos de finos também transgressivos. Este contato de fácies não caracteriza uma superfície da estratigrafia de seqüências (que divide tratos ou limita seqüências), entretanto pode ser utilizada no entendimento da arquitetura de fácies quando o arcabouço estratigráfico já está definido (Catuneanu, 2006).

2.1.4. Parasseqüências

Parasseqüências são definidas como uma sucessão relativamente concordante de camadas e conjunto de camadas geneticamente relacionadas limitadas por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlatas (Mitchum & Van Wagoner, 1991). A superfície de inundação e suas correlatas se referem a uma superfície que denota uma mudança abrupta de fácies a qual pode indicar um aumento de profundidade da lâmina d'água ou diminuição do aporte sedimentar (Catuneanu *et al.*, 2009). Frequentemente corpos sedimentares individuais progradantes em ambientes costeiros e de água rasa são descritos como parasseqüências. Sendo a parasseqüência sempre progradante, o padrão de empilhamento das mesmas é que determinará o regime deposicional prevalecente, se agradacional, retrogradacional ou progradacional (Figura 17), podendo-se assim estabelecer o posicionamento da sucessão em relação à curva da taxa de variação do nível de base e assim identificar os tratos de sistemas que irão compor a seqüência deposicional.

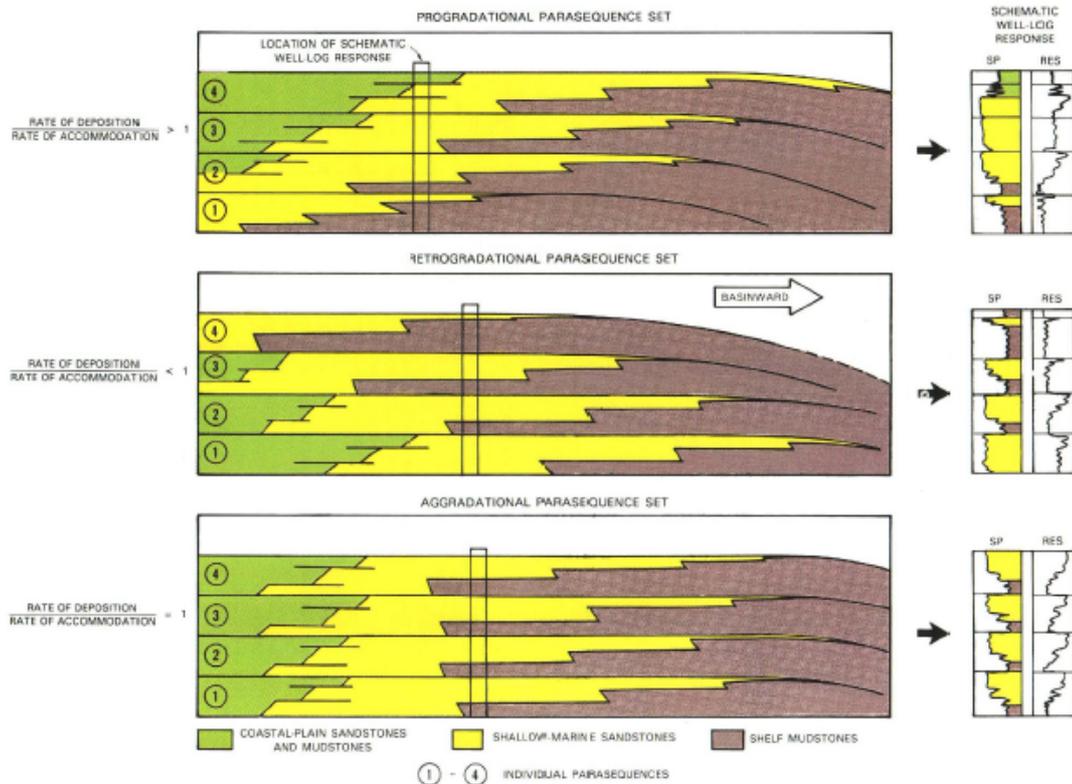


Figura 17 - Relação entre as taxas de deposição e acomodação, resultando em diferentes padrões de empilhamento das parassequências. Fonte: Van Wagoner *et al.*, (1988).

2.1.5. Tratos de Sistemas

Os tratos de sistemas consistem na principal divisão da seqüência estratigráfica. São definidos na literatura como “*corpos sedimentares de maior escala em uma seqüência, que se formam sob condições de regime constante constituindo um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos*” (Brown & Fisher, 1977, *apud*. Van Wagoner *et al.*, 1988). Galloway (2004) (*apud* Catuneanu, 2006) recentemente descreveu tratos de sistemas como “*unidades estratigráficas genéticas que incorporam estratos depositados em um sistema de dispersão de sedimentos síncrono, sendo o sistema dispersivo relacionado à maneira como os sedimentos são distribuídos em uma bacia sedimentar*”, fator considerado estável durante a deposição de um trato de sistemas particular. As mudanças significativas ou reorganização no sistema de dispersão de sedimentos ocorrem nos limites dos tratos de sistemas, os quais correspondem aos quatro maiores eventos do ciclo de variação do nível de base (Figura 12) (Catuneanu, 2006). Como já mencionado, os tratos de sistemas serão identificados pelo padrão de empilhamento das parassequências, que estará associado com o tipo de

movimentação da linha de costa refletindo uma resposta sedimentar específica entre influxo de sedimentos, fisiografia, energia do ambiente e mudanças na acomodação (Posamentier & Allen, 1999, *apud* Catuneanu, 2006).

O primeiro modelo de seqüência deposicional (modelo da Exxon de Vail, 1987 e posteriormente Posamentier *et al.*, 1988) propunha quatro tratos de sistemas: trato de sistemas de nível baixo (TSNB), trato de sistemas de margem de plataforma (TSMP), trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de nível alto (TSNA). Estes tratos foram primeiramente definidos em relação à curva de variações eustáticas, que foi posteriormente substituída pela curva de variações relativas do nível do mar. Abaixo segue as definições dos tratos de Posamentier & Vail (1988).

Trato de Sistemas de Nível Baixo: É depositado a partir do final de uma queda relativa do nível de base, ou seja, quando a taxa de queda eustática é maior que a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa, persistindo até a subsequente subida exponencial do nível de base. Caracteriza um limite de seqüências do tipo 1 (rebaixamento com exposição da quebra da plataforma). Geralmente pode ser subdividido em 3 unidades separadas: *basin floor fan* (Figura 18), *slope fan* (leques de talude) e *lowstand wedge* (cunha de nível baixo, figura 19).

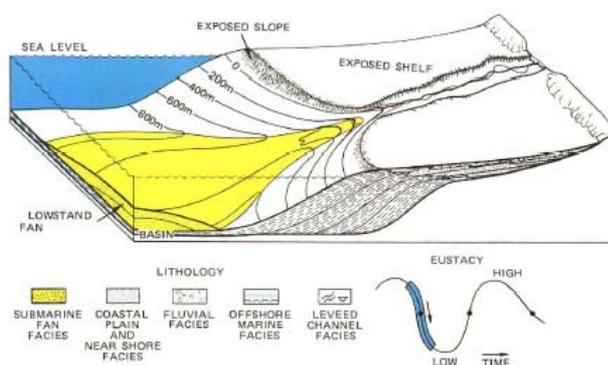


Figura 18 - Trato de sistemas de nível baixo, *basin floor fan*. Fonte: Posamentier & Vail (1988).

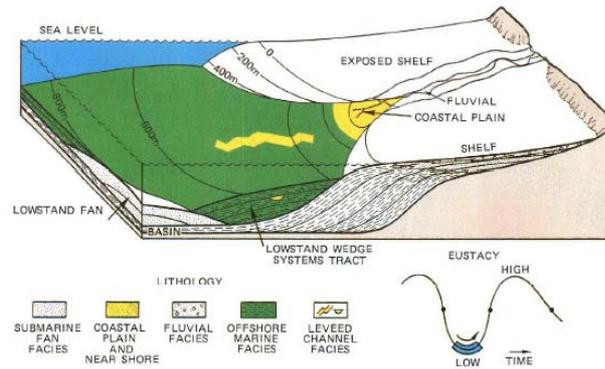


Figura 19 - Trato de sistemas de nível baixo, *lowstand wedge*. Fonte: Posamentier & Vail (1988).

Trato de sistemas de margem de plataforma: O trato de sistemas de margem de plataforma se diferencia do TSNB por estar associado, na sua base, a um limite de seqüências do tipo 2 (rebaixamento sem exposição da quebra da plataforma). É caracterizado por apresentar conjuntos de parasseqüências fracamente progracionais a agradacionais. No topo do TSMP ocorre a superfície transgressiva, (Figura 20).

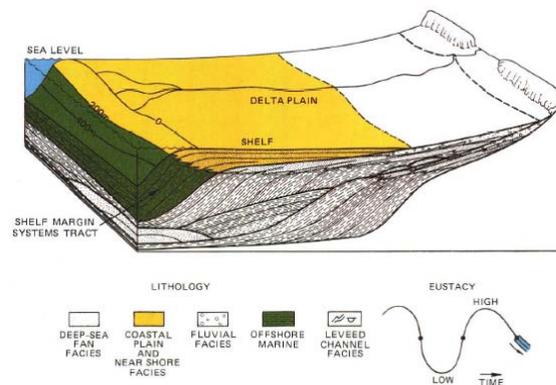


Figura 20 - Trato de sistemas de margem de plataforma. Fonte: de Posamentier & Vail (1988).

Trato de sistemas transgressivo: é depositado a partir do momento em que começa a ocorrer no sistema um aumento rápido e significativo da taxa de subida do nível de base, superando a taxa de aporte sedimentar. Este trato é marcado por um padrão retrogradacional de sedimentação, o qual culmina com uma máxima inundação da bacia, (Figura 21).

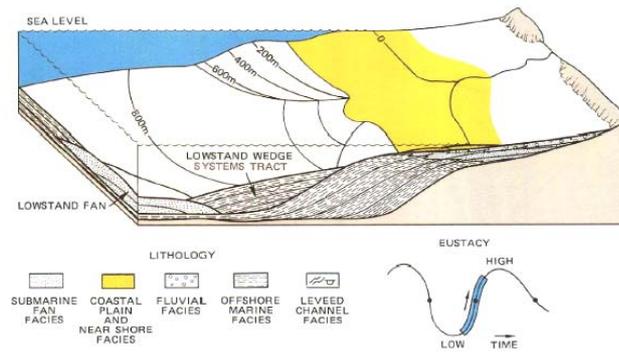


Figura 21 - Trato de sistemas transgressivo. Fonte: Posamentier & Vail (1988).

Trato de sistemas de nível alto: inicia sua sedimentação após a máxima inundação da bacia e é caracterizado por um conjunto de parasequências agradacionais que são sucedidos por um conjunto de parasequências com geometria de clinofórmias prográdantes (Posamentier *et al.*, 1988). Dentro da curva eustática representa uma progressiva subida do nível de base, porém com taxa de aporte superior, refletido no padrão prográdacional. O topo do trato é marcado por limite de seqüências do tipo 1 ou 2 (Figura 22).

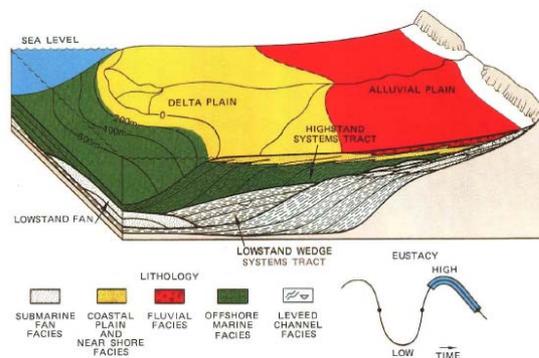


Figura 22 - Trato de Sistemas de Nível Alto. Fonte: Posamentier & Vail (1988).

Uma discussão a cerca do modelo inicial da Exxon está relacionado com a proposição do limite de seqüências tipo 2. De acordo com o modelo a ocorrência do tipo de discordância 1 ou 2 depende se a queda eustática excede ou é menor que a taxa de subsidência no ponto da linha de costa. Neste ponto de vista o limite de seqüências tipo 2 poderia se formar durante um aumento relativo do nível de base, causando problemas conceituais na sua definição. Depois de muita controvérsia Posamentier & Allen (1999) advogaram a eliminação de dois tipos de discordância, propondo apenas um tipo de limite de seqüências (Catuneanu, 2006). Com a eliminação do limite de seqüências tipo 2 o trato de sistemas de margem de plataforma

também deixou de existir, deixando o modelo da Exxon com os três tratos de sistemas restantes. Um ponto fraco do primeiro modelo Exxon era referente ao não reconhecimento de deposição de sedimentos na plataforma durante o estágio de queda do nível do mar, sendo o limite de seqüências posicionado abaixo dos sedimentos de fácies alóctones de água profunda (leque de assoalho). O trabalho de Hunt & Tucker (1992) propôs uma solução para este impasse, determinando a existência do “trato de sistemas de cunha de regressão forçada”, onde os depósitos de leque de assoalho tinham na sua base a “superfície basal de regressão forçada”, sendo o limite de seqüências posicionado no topo do trato de regressão forçada. Assim foi proposto o modelo com quatro tratos de sistemas. A vantagem desta abordagem é que os tratos de nível alto e nível baixo ficaram restritos aos estágios finais e iniciais da subida do nível de base, intimamente associados com as posições do nível alto e baixo do nível de base (Catunenau, 2006). O aprimoramento do modelo de quatro tratos de sistemas foi feito por Catunenau (2006) sendo apresentado a seguir.

Trato de Sistemas de Nível Alto: O trato de sistemas de nível alto se forma durante o último estágio de subida do nível de base, quando a taxa de subida é menor que a taxa de sedimentação, o que gera regressão normal da linha de costa. Conseqüentemente padrões deposicionais e de empilhamento são dominados por uma combinação de agradação e progradação. A superfície que limita a base deste trato é a superfície de máxima inundação e o topo é limitado por uma superfície composta que inclui a discordância subaérea, a superfície basal de regressão forçada e a porção mais antiga da superfície regressiva de erosão marinha (Figura 23). Neste estágio é esperada a ocorrência de todo conjunto de sistemas deposicionais, desde fluvial, costeiro, marinho raso e também marinho profundo (Figura 24). A fase inicial deste trato é caracterizada por taxas de subida do nível de base relativamente mais altas, embora menores que as taxas de sedimentação, resultando em padrão com forte componente agradacional. Em contrapartida a última fase do trato de sistemas de nível alto é definida por taxas muito menores de subida do nível de base o que resulta em padrão deposicional com forte componente progradacional (Catunenau, 2006).

Os depósitos fluviais do trato podem ser descritos conforme a energia e competência (tamanho de grão transportado) e também pela proporção entre depósitos de canal e *overbank*. Enquanto que o tamanho de grão transportado diminui com o tempo, em decorrência do aplainamento do perfil de equilíbrio e diminuição de energia, a proporção de arenitos de canal aumenta em relação aos depósitos de finos em resposta à desaceleração do aumento do nível

de base. Assim, o perfil vertical de depósitos fluviais do trato de sistemas de nível alto tende a ser granodécrescente, mesmo com a quantidade de areia aumentando para o topo.

Os depósitos de ambiente marinho raso do trato apresentam um padrão de granocrescência ascendente formado em estratos com baixa taxa de agração e progradação (Catuneanu, 2006). A arquitetura interna da sucessão marinha rasa depende em parte do padrão de mudança na posição da linha de costa, o qual pode ser contínuo durante todo o trato de sistemas de nível alto ou pode compreender uma sucessão de pulsos transgressivo-regressivos causados por variações nas taxas de sedimentação e/ou subida do nível de base.

O potencial de preservação da porção de topo dos depósitos fluviais e marinhos raso poderá ser impedida por processos erosionais marinhos e subaéreos associados com a queda subsequente do nível de base (Catuneanu, 2006).

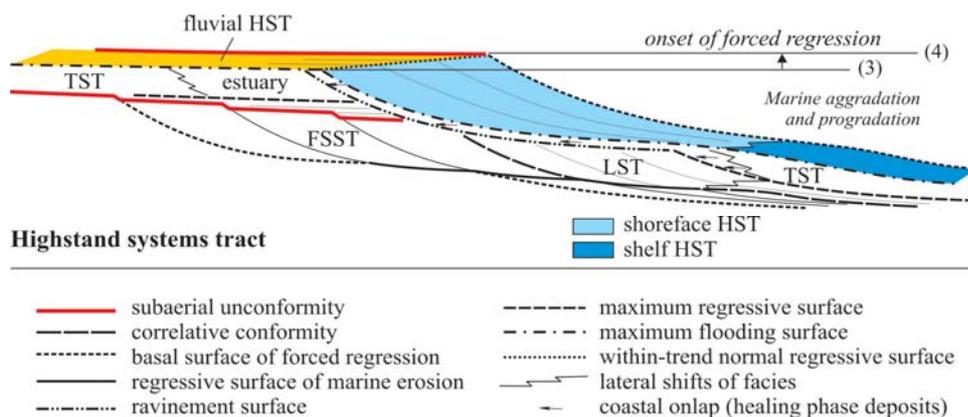


Figura 23 - Trato de sistemas de nível alto, a figura mostra os tipos de depósitos do trato e as superfícies estratigráficas associadas. Fonte: Catuneanu (2006).

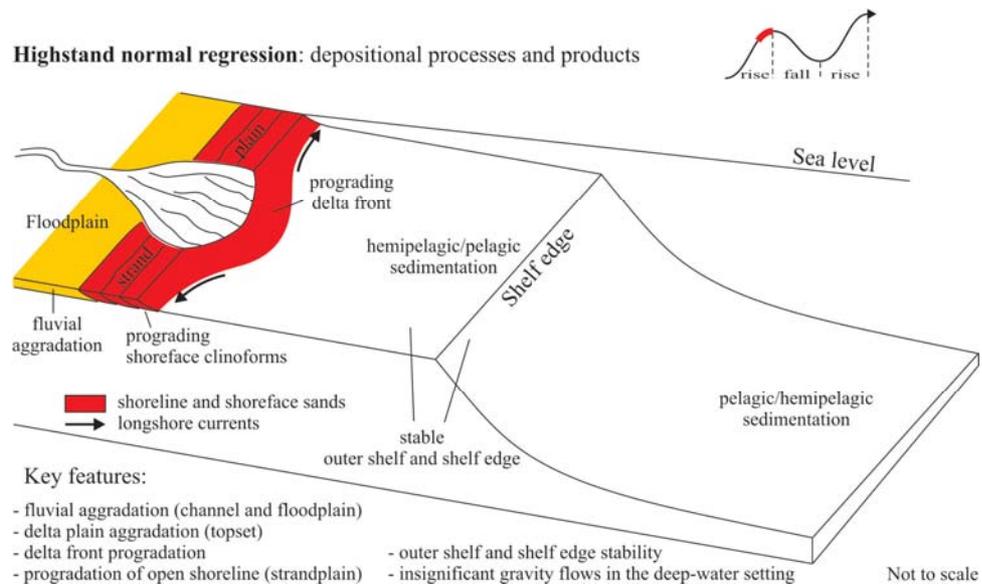


Figura 24 - Bloco diagrama mostrando os processos e produtos deposicionais do trato de sistemas de nível alto e posição na curva de variação do nível de base. Fonte: Catuneanu (2006).

Quanto ao potencial econômico para carvão os depósitos do trato de sistemas de nível alto possuem um potencial moderado a baixo, ao passo que a formação da turfeira necessita do nível do lençol freático elevado em relação ao perfil deposicional da área costeira. Como essa condição não é devidamente satisfeita no trato de sistemas de nível alto, no qual ocorre uma desaceleração nas taxas de subida do nível de base, camadas de carvão podem ocorrer preferencialmente apenas na porção basal do trato (Figura 25). Na parte superior não é esperada a ocorrência de carvão em detrimento da falta de acomodação e do alto aporte sedimentar.

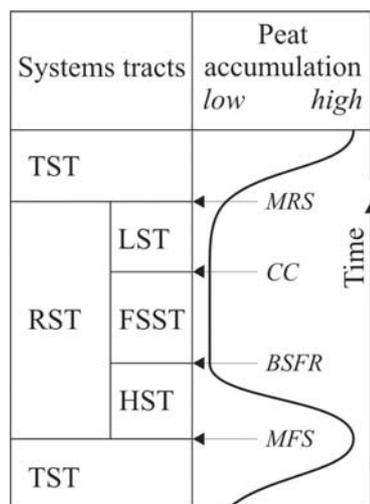


Figura 25 - Curva de acumulação da turfeira em relação aos tratos de sistemas, mostrando altas taxas de acumulação entre o trato transgressivo (TST) e a porção basal do trato de sistemas de nível alto (HST). Fonte: Catuneanu (2006).

Trato de Sistemas de Queda (Falling Stage Systems Tract): O trato de sistemas de queda inclui todos os estratos acumulados em uma bacia sedimentar durante a regressão forçada da linha de costa. De acordo com a padronização dos modelos de estratigrafia de seqüências este trato é formado principalmente por fácies marinhas rasas e profundas, as quais se acumulam ao mesmo tempo da formação da discordância subaérea na porção não marinha da bacia (Catuneanu, 2006). O trato de sistemas de queda é limitado no topo por uma superfície composta que inclui a discordância subaérea, sua concordância correlata e a porção mais jovem da superfície regressiva de erosão marinha. Na base é limitado pela superfície basal de regressão forçada e pela porção mais antiga da superfície regressiva de erosão marinha.

Estratos fluviais e marinhos rasos abandonados em plataformas continentais sofrendo exposição subaérea em linhas de costa no processo de regressão forçada são propensos a formação de feições erosionais atribuídas à incisão dos canais fluviais durante a queda do nível de base. A incisão fluvial é causada por um acréscimo abrupto na energia fluvial, que por sua vez é gerado por um aumento no gradiente de declividade do perfil fluvial. Em muitos casos, na regressão forçada, a incisão fluvial pode não ocorrer em bacias marinhas rasas com margens de baixa declividade, além disso, frente a um evento de rebaixamento os canais fluviais não se ajustam prontamente às mudanças de energia do ambiente mantendo-se como canais não incisos por longos períodos de tempo, gradualmente evoluindo para uma configuração de incisão fluvial (Catuneanu, 2006).

Feições diagnósticas reconhecidas em estratos do trato de sistemas de queda são os padrões de rápida progradação e *offlapping* dos estratos marinhos raso, os quais são cronocorrelatos com os leques submarinos de água profunda (Figuras 26 e 27), depósitos que em modelos anteriores (Posamentier *et al.*, 1988) eram atribuídos ao trato de sistemas de nível baixo. Se a feição de *offlapping* não estiver preservada devido à erosão subaérea ou ravinamento transgressivo a feição mais prática para identificação dos depósitos do trato de queda é a presença de corpos arenosos de *shoreface* de costa dominada por onda com contato basal abrupto em relação aos depósitos de *offshore* subjacentes (Plint & Nummedal, 2000; *apud* Catuneanu, 2006). Critérios adicionais para o reconhecimento de depósitos marinhos raso de regressão forçada são: presença de zonas de separação entre depósitos de *shoreface* sucessivos; ocorrência de uma regressão de longa distância; a não ocorrência de depósitos de planície aluvial, planície costeira ou planície deltaica no topo dos depósitos de *shoreface*; presença da discordância subaérea mergulhando em direção a bacia no topo (*seaward-dipping*); etc.

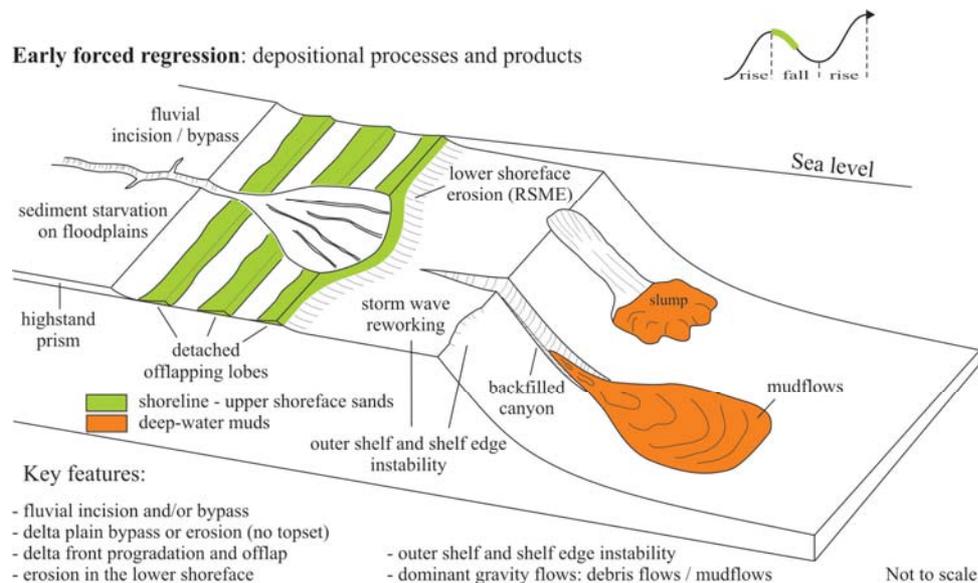


Figura 26 - Processos e produtos deposicionais do estágio inicial da regressão forçada. Fonte: Catuneanu (2006).

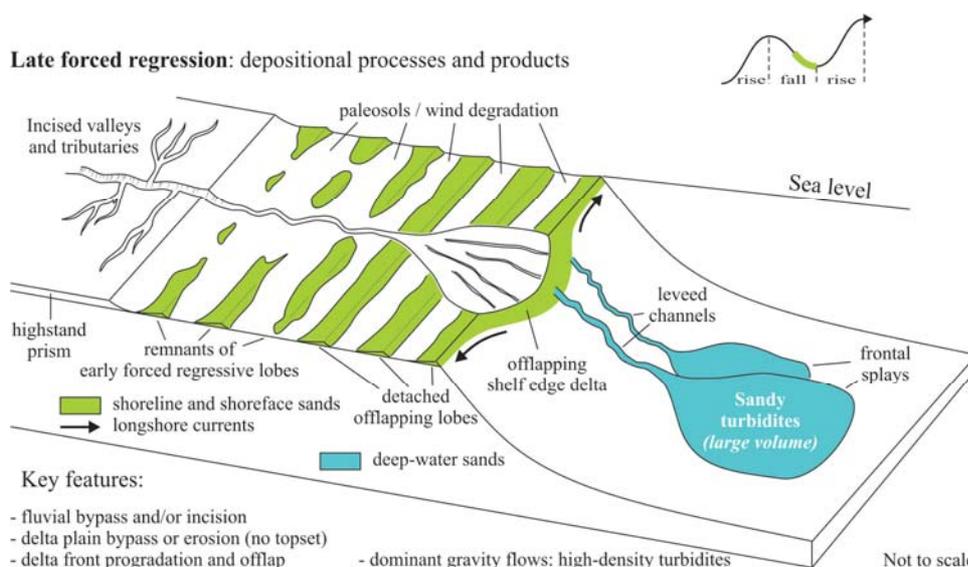


Figura 27 - Processos e produtos deposicionais do estágio final da regressão forçada. Fonte: Catuneanu (2006).

Na regressão forçada não ocorrem boas condições para acumulação da turfeira devido à acomodação negativa, sendo a sedimentação não marinha restrita a formação de incisão fluvial ou desenvolvimento de paleossolos nas áreas de intercanais.

Trato de sistemas de Nível Baixo: O trato de sistemas de nível baixo se forma durante o estágio inicial de subida do nível de base, quando a taxa de subida do nível é ultrapassada pela taxa de sedimentação resultando em regressão normal da linha de costa. Conseqüentemente processos deposicionais e padrões de empilhamento são dominados por baixa taxa de agitação e progradação por toda bacia sedimentar (Catunenu, 2006). Os depósitos são limitados na base pela discordância subaérea e sua concordância correlata e pela superfície de máxima regressão no topo. Quando a plataforma continental está parcialmente submersa durante o início da subida do nível de base, após a regressão forçada, o limite basal do trato de nível baixo pode ainda incluir a porção mais jovem da superfície regressiva de erosão marinha.

No trato é esperada a ocorrência do conjunto de sistemas deposicionais, desde fluvial e costeiro a marinho raso e profundo (Figura 28). Os depósitos de nível baixo tipicamente consistem na fração sedimentar mais grossa, tanto nos sistemas marinhos como continentais. Exceto a sedimentação de água profunda, a qual tem tendência a ser menos arenosa e com menor razão areia/lama que os depósitos de regressão forçada, isto porque a sedimentação mais arenosa e grosseira tende a ficar retida nos sistemas fluviais, costeiros e plataformais.

Como características os depósitos de água profunda serão formados por correntes de turbidez de baixa densidade que se depositarão no fundo marinho com declividades mais suaves que no trato de sistemas de queda, registrando agradação de canais de *levees* em grandes áreas (Figura 28). O aumento progressivo das taxas de subida do nível de base durante a evolução do trato de sistemas de nível baixo também contribui para o afinamento dos depósitos de água profunda, influenciando também nos depósitos continentais/costeiros, através do afinamento das fácies do sistema fluvial, já que o aumento da acomodação aumenta a proporção dos depósitos de planície de inundação em relação a canais. A acumulação dos depósitos fluviais se inicia em baixos topográficos, podendo inclusive, preencher parcialmente vales incisivos formados anteriormente, também existindo a possibilidade de serem erodidos por ravinamento transgressivo.

No trato de sistemas de nível baixo também ocorre sedimentação deltaica de borda de plataforma e depósitos de *shoreface*, os quais, diferentemente dos depósitos de queda, apresentarão tendência a base gradacional. Em contraste com os *trends* de regressão normal do trato de nível alto, no trato de sistemas de nível baixo a progradação de fácies em direção a bacia desacelera, devido ao aumento das taxas de subida do nível de base, até o ponto de inflexão que mudará de regressão normal para transgressão.

As condições ambientais impostas no trato de sistemas de nível baixo são geralmente desfavoráveis para formação de turfeiras precursoras de carvão. As altas taxas de sedimentação e baixa acomodação inibem a acumulação e preservação da matéria orgânica. Como as taxas de acomodação aumentam progressivamente na evolução do trato de sistemas de nível baixo há maiores chances de acumulação da turfeira e desenvolvimento de carvão nos depósitos mais jovens do trato.

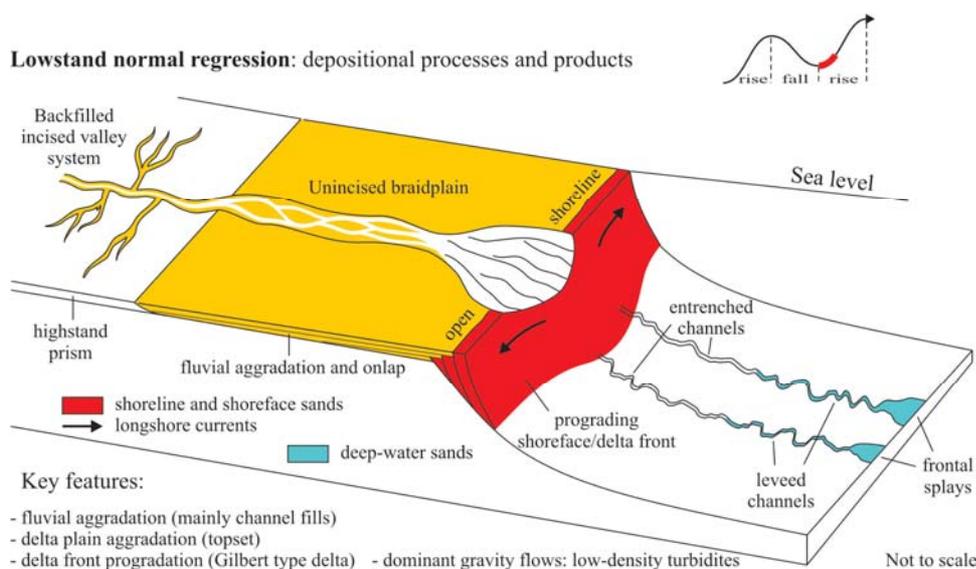


Figura 28 - Processos e produtos deposicionais do trato de sistemas de nível baixo. Fonte: Catuneanu (2006).

Trato de sistemas Transgressivo: Se forma durante a subida do nível de base, quando a taxa de subida do nível supera a taxa de sedimentação. É limitado na base pela superfície de máxima regressão e no topo pela superfície de máxima inundação. Caracteriza-se pelo padrão de empilhamento retrogradacional, o qual resulta em sucessões verticais marinha e não marinha de afinamento para o topo. Devido às altas taxas de acomodação estará presente neste trato todo o conjunto de sistemas deposicionais continentais à água profunda (figuras 29 e 30). Como a taxa de aporte sedimentar é baixa em relação à subida do nível a sedimentação arenosa fica restrita às porções continentais e costeiras da bacia, fazendo com que não haja deposição efetiva na borda de plataforma, ou ainda que os sedimentos depositados sejam retrabalhados pela transgressão. Como resultado o trato de sistemas transgressivo tende a ser composto por duas cunhas distintas separadas por uma área de não-deposição na borda da plataforma. Uma cunha será referente à sedimentação fluvial e marinha rasa na plataforma continental, e a outra referente à sedimentação de água profunda composta por depósitos de fluxo de gravidade e sedimentos pelágicos. Seguindo o padrão retrogradacional os depósitos fluviais serão vistos em *onlap* sobre a superfície deposicional em direção ao continente, assim como os depósitos marinhos que também estarão em *onlap* sobre o paleo-fundo marinho. Além dos *onlaps* fluvial e marinho há ainda o *onlap* costeiro formado na cunha transgressiva da plataforma continental pelo reposicionamento das fácies de shoreface no topo da superfície de ravinamento transgressivo (Catuneanu, 2006). Todos os *onlaps* identificados servem como critério para o reconhecimento do trato de sistemas transgressivo.

Os depósitos fluviais transgressivos apresentam no seu perfil vertical um padrão de diminuição da amalgamação dos canais e possuem uma maior extensão areal em direção as margem da bacia quando comparados ao trato de sistemas de nível baixo. Podem representar uma porção significativa do preenchimento de vales incisos. A porção inferior do vale inciso geralmente é convertida em um estuário no início da transgressão, e neste caso os depósitos de nível baixo que possam ter ali se depositado podem ser erodidos por canais estuarinos ou superfícies de ravinamento de maré. Quando não retrabalhados, o contato entre os depósitos de nível baixo e as fácies estuarinas marcará a superfície de máxima regressão.

Em contexto costeiro, o trato de sistemas transgressivo pode incluir depósitos de *foreshore* em *backstepping*, fácies estuarinas diagnósticas em pequenos rios, e ainda deltas no caso de rios maiores. A formação e preservação dos depósitos transgressivos costeiros irão depender da taxa de subida do nível de base, regime de ventos, da eficácia do processo de erosão de ondas por ravinamento e do gradiente topográfico da linha de costa. A erosão de ondas durante a transgressão atua como uma fonte de aporte transportando sedimentos para porções mais rasas da plataforma. A ação do ravinamento gera escavações que a transgressão se encarrega de “preencher” em busca do perfil de equilíbrio deposicional do fundo marinho. Os depósitos desta fase se depositam em vários contextos do ambiente marinho e são conhecidos na literatura como *healing-phase wedges* (Posamentier & Allen, 1993; *apud* Catuneanu, 2006) (Figura 30). Estas cunhas (*wedges*), mesmo ocorrendo em porções diversas da bacia, irão apresentar características semelhantes como porção basal relativamente de granulometria grossa, porção superior fina composta por silte e lama em decorrência de decantação, compondo assim um típico perfil vertical de granodecrescência ascendente. Os depósitos transgressivos incluem ainda *lags* transgressivos e areias plataformais com geometria em lençol ou cordões.

Como já descrito acima o padrão retrogradacional é o elemento que define uma linha de costa transgressiva, entretanto, dentro do contexto transgressivo zonas de desembocadura de rios podem apresentar uma gama de padrões deposicionais desde deltas progradantes até estuários completamente desenvolvidos. O que determinará o cenário predominante será a relação entre a taxa de subida do nível de base e a taxa de aporte, a qual pode ser alta no caso de grandes rios por exemplo. Assim, mesmo que o contexto seja transgressivo nas porções adjacentes, o padrão progradacional será registrado na desembocadura fluvial em decorrência da alta taxa de sedimentação deltaica.

O trato de sistemas transgressivo é sem dúvida o que apresenta melhor potencial para formação de carvão. O período do final da transgressão da linha de costa marca o pico de

acumulação da turfeira e conseqüente desenvolvimento de camadas de carvão já que o lençol freático está no seu nível mais alto em relação ao perfil deposicional. Fatores climáticos e quantidade de matéria orgânica também influenciam diretamente a produção da turfeira, mas assumindo que todas as condições necessárias foram satisfeitas as camadas de carvão mais bem desenvolvidas são esperadas em *overlap* com a superfície de máxima inundação.

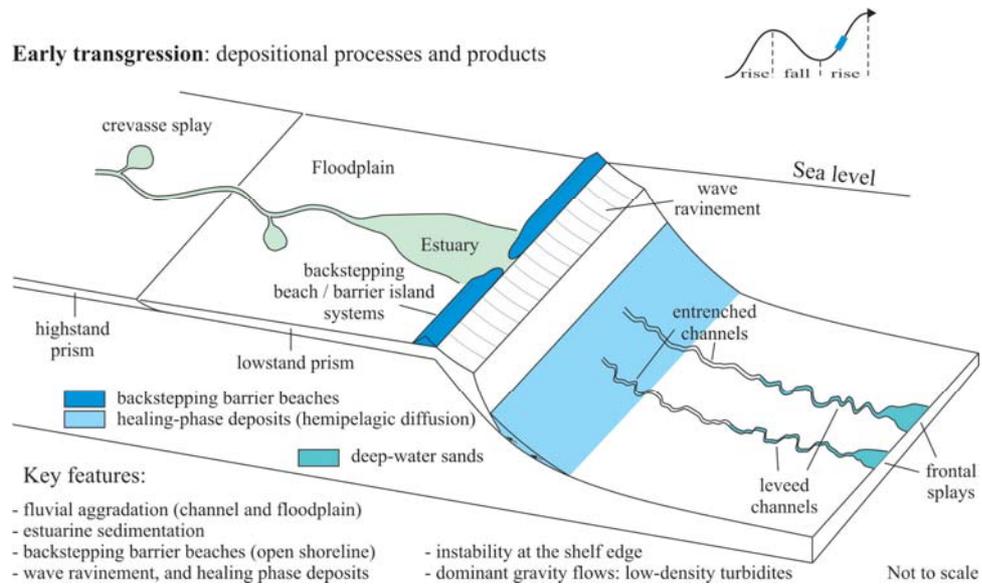


Figura 29 - Processos e produtos deposicionais do estágio inicial do trato de sistemas transgressivo.

Fonte: Catuneanu (2006).

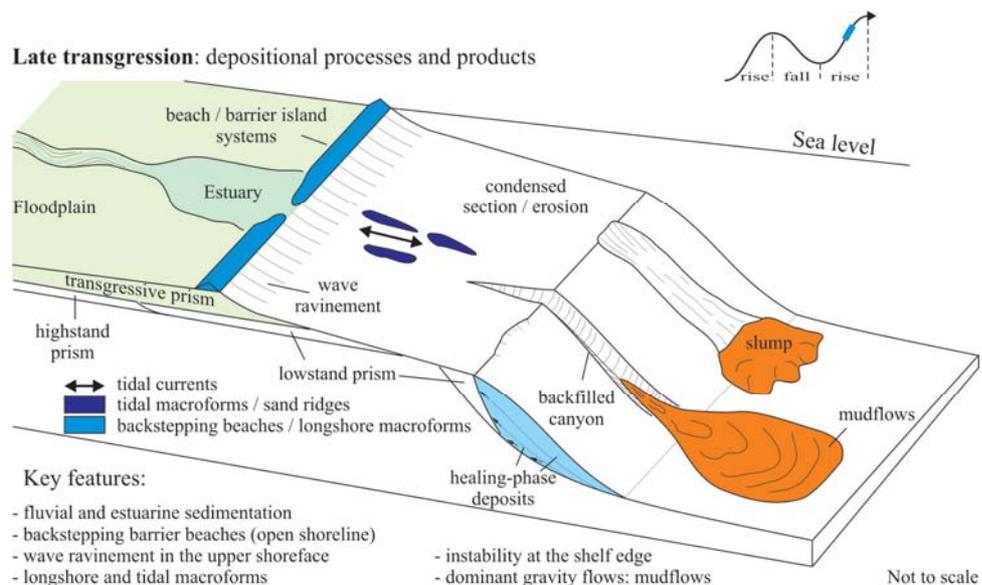


Figura 30 - Processos e produtos deposicionais do estágio final do trato de sistemas transgressivo.

Fonte: Catuneanu (2006).

2.1.6. Seqüências

Ao longo dos tempos, com a evolução do conhecimento geológico, diversos conceitos e modelos de seqüências estratigráficas foram propostos. A definição de uma seqüência pode se dar por diferentes abordagens que foram publicadas e debatidas na comunidade geocientífica. A primeira definição de seqüência foi de Sloss (1949) (*apud*. Catuneanu, 2006) e posteriormente surgiu o conceito de seqüência deposicional subdividido em 4 modelos principais de diferentes autores (Figura 31). Além destes foram propostos ainda os modelos de seqüência genética e modelo de seqüências transgressivas-regressivas.

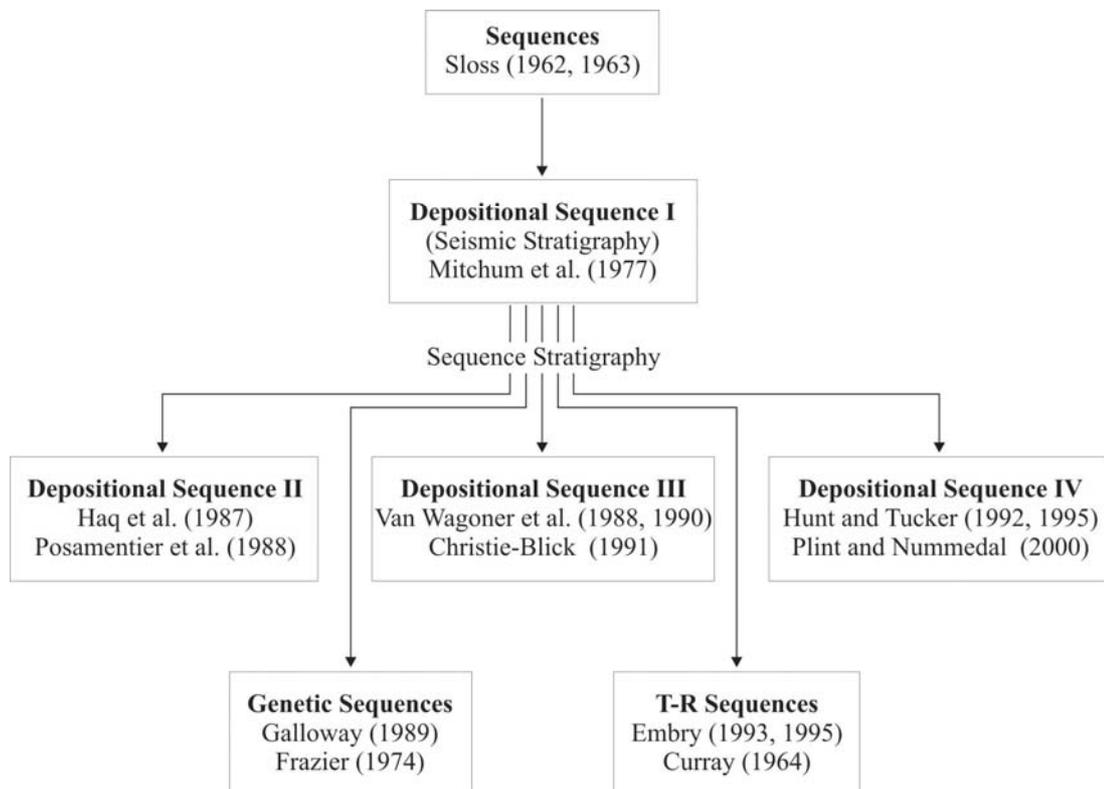


Figura 31 - Tipos de seqüências deposicionais definidos na literatura. Fonte: Catuneanu (2006).

Modelo da seqüência deposicional: Este modelo utiliza a discordância subaérea e sua concordância correlata marinha para a delimitação da seqüência. A seqüência é definida como uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, limitados no topo e na base por discordâncias ou suas concordâncias correlatas (Vail *et al.*, 1977, *apud* Posamentier & Vail, 1988). A geração da discordância subaérea é concomitante com o estágio de queda do nível

de base. A concordância correlata é interpretada como sendo o fundo marinho durante a queda do nível de base na costa, ou como o fundo marinho no final da regressão forçada. Uma questão controversa muito discutida na escola que adota a “seqüência deposicional” é referente ao posicionamento do limite de seqüências relativo aos depósitos marinhos rasos de regressão forçada. O modelo de Posamentier *et al.*, (1988) (modelo II da Figura 31) posiciona o limite de seqüência na base dos depósitos de regressão forçada o qual inclui uma porção da discordância subaérea, a concordância correlata e a porção proximal da superfície regressiva de erosão marinha. Já nos modelos III e IV o limite de seqüências é posicionado no topo dos depósitos de regressão forçada e inclui toda a discordância subaérea, a concordância correlata (*sensu* Hunt & Tucker, 1992) e a porção distal da superfície regressiva de erosão marinha que é sobreposta pelos depósitos do trato de sistemas de nível baixo.

Independentemente do modelo adotado a chave para uma interpretação válida é a identificação correta da relação das variações de fácies e mudanças sin-deposicionais da linha de costa. Esta análise permite a identificação das superfícies estratigráficas que podem ser utilizadas para construção do arcabouço estratigráfico. A escolha do tipo de seqüência a ser adotada, baseada em quais superfícies deveriam marcar o início e o final de ciclos completos de mudanças de padrões deposicionais, se torna de importância secundária (Catuneanu, 2006). O mérito conceitual do modelo de seqüência deposicional é que os limites de seqüência são definidos em relação à curva de variação do nível de base e, portanto são independentes das taxas de sedimentação (Catuneanu, 2006). Variações laterais nas taxas de sedimentação podem imprimir um caráter diácrono nas superfícies de máxima inundação e de máxima regressão, porém este problema não ocorre com os limites da seqüência deposicional, como concordâncias correlatas as quais apresentam um caráter mais cronoestratigráfico. A discordância subaérea também tem grande importância já que está associada a um hiato estratigráfico que separa unidades sedimentares diferenciadas.

Modelo da Seqüência Genética: A estratigrafia de seqüências genética (Galloway, 1989) utiliza a superfície de máxima inundação como limite de seqüências, tanto na porção marinha como continental das bacias sedimentares. Um dos principais argumentos do modelo para a escolha desta superfície como limítrofe é que as principais mudanças da distribuição paleogeográfica de sistemas deposicionais e depocentros ocorrem durante períodos de máxima transgressão da linha de costa (Galloway, 1989). A vantagem deste modelo é que a superfície de máxima inundação é de mais fácil reconhecimento e mapeamento que as concordâncias correlatas. Já a desvantagem do modelo da estratigrafia genética é o fato da

seqüência conter internamente uma discordância subaérea, ou seja, um hiato temporal, o que vai contra o princípio de que uma seqüência seja uma sucessão de estratos geneticamente relacionados. Secundariamente há o problema do diacronismo que a superfície de máxima inundação pode apresentar, já que a mesma será uma reposta da relação aporte x variações do nível de base, podendo ter alto grau de diacronicidade no sentido *strike* da bacia. A estratigrafia de seqüências genética é ligada à manifestação de transgressão e regressão da linha de costa, requerindo então evidência do tipo de mudança da linha de costa para a identificação apropriada dos depósitos “transgressivos”, superfícies de máxima inundação, etc. Desta forma, este modelo pode não ser aplicado em bacias praticamente preenchidas ou em porções fluviais das bacias, onde os processos fluviais são independentes de variações marinhas do nível de base (Catuneanu, 2006).

Modelo de Seqüência Transgressiva-Regressiva (T-R): O modelo da seqüência transgressiva-regressiva (Embry & Johannessen, 1992, *apud.* Catuneanu, 2006) posiciona o limite da seqüência em uma superfície composta pela discordância subaérea e pela porção marinha da superfície de máxima regressão. A superfície de máxima inundação divide os dois tratos, transgressivo e regressivo. O modelo propõe a amalgamação de tipos de depósitos geneticamente diferentes (regressão normal de nível alto e baixo e regressão forçada) em um único “trato de sistemas regressivo” e não reconhece a concordância correlata.

Apesar desta metodologia de fatiamento estratigráfico ter a vantagem de subdividir o registro de forma simplificada, podendo ser útil em algumas circunstâncias, o modelo T-R apresenta pontos negativos quando coloca a superfície de máxima regressão como limítrofe da seqüência já que o tempo de formação desta superfície depende das taxas de sedimentação podendo ser diácrona no sentido *strike*. Além disso, do ponto de vista exploratório é muito importante a separação dos depósitos regressivos já que a acuracidade estratigráfica auxilia no reconhecimento e caracterização de reservatórios em diferentes tipos de ambientes deposicionais, o que se torna difícil sem a separação dos depósitos de regressão normal e forçada. Assim, amalgamação dos depósitos de regressão forçada e normal em um trato regressivo indiferenciado falha em fornecer critérios úteis para o mapeamento de reservatórios de água profunda (Catuneanu, 2006).

Uma cilada do modelo de seqüências T-R é que as porções não-marinha e marinha do limite de seqüências (discordância subaérea e superfície de máxima regressão) apresentam um *offset* temporal em relação à duração da regressão normal do trato de sistemas de nível baixo. A conexão física entre estas duas superfícies pode ser feita pelo ravinamento transgressivo quando este remove todo o depósito fluvial do trato de sistemas de nível baixo. Entretanto

quando o ravinamento não remover todo o sedimento, o depósito residual servirá para separar a superfície de regressão máxima da discordância subaérea, não ocorrendo apenas uma superfície composta como postulado pelo modelo T-R. Assim, pode-se concluir que o modelo T-R só funciona quando todo o depósito do trato de nível baixo for removido, caso contrário haverá um pacote sedimentar separando a discordância subaérea da superfície de máxima regressão, ambas ocorrendo em posição estratigráfica diferenciada.

2.1.7. Estratigrafia de seqüências aplicada ao entendimento da distribuição das camadas de carvão

A aplicação de uma metodologia de análise cronoestratigráfica é fundamental para predição e entendimento da gênese, geometria e distribuição de camadas de carvão. Os controles envolvidos na acumulação e preservação de turfeiras são essenciais para correta caracterização do arcabouço estratigráfico. Diessel (1992) e Bohacs & Suter (1997) discutem a aplicação dos conceitos estratigrafia de seqüências em sucessões carbonosas. Um conceito chave é relativo ao nível de base. Para turfeiras o nível de base corresponde especificamente ao nível do lençol freático, ao passo que mesmo com desenvolvimento de vegetação (arbórea ou não) a turfeira não se preservará se o nível freático estiver baixo, o que propiciaria erosão e/ou oxidação da matéria orgânica. Como ambientes parálicos são hidrologicamente conectados com o mar a posição do nível freático não será muito diferente do nível marinho em grande parte das planícies costeiras (Diessel, 1992), com áreas continentais de turfeiras sensíveis as variações relativas do nível do mar. A acumulação significativa de carvão dependerá basicamente da produção e preservação da matéria orgânica de plantas aquáticas (água doce) e terrestres, diluição desta matéria orgânica por sedimentos clásticos e subsidência (Bohacs & Suter, 1997).

A relação da criação de espaço de acomodação e acumulação na turfeira influencia diretamente a preservação da mesma. Volumes significativos de turfeiras ricas em matéria orgânica só serão preservados e formarão carvão se a criação de espaço de acomodação se igualar a taxa de acumulação (produção) de matéria orgânica (Bohacs & Suter, 1997). Se a criação de espaço for inferior a taxa de produção da turfeira haverá erosão e oxidação, caso contrário a turfeira será inundada por sedimentos clásticos ou afogada.

Os padrões de geometria, continuidade e espessura também serão influenciados pela acomodação e produção, mais precisamente pela razão entre as taxas de criação de espaço de acomodação e produção de matéria orgânica da turfeira. Este balanço relativo determina se um ambiente deposicional local formará turfeira e quanto espessa esta turfeira será (Bohacs e Suter, 1997). Em um ciclo de variação do nível de base estes autores propuseram diferentes padrões de ocorrência das camadas de carvão (Figura 32). Para o trato de sistemas de nível baixo onde as taxas de criação de espaço são baixas todo o espaço disponível é preenchido verticalmente, fazendo com que a turfeira se estenda horizontalmente registrando camadas moderadamente contínuas e espessas. Na passagem do trato de sistemas de nível baixo para o trato de sistemas transgressivo o aumento da taxa de criação de espaço de acomodação permite que a turfeira agrade verticalmente não necessitando se estender lateralmente, formando camadas de carvão espessas e isoladas. Na porção intermediária do trato de sistemas transgressivo a alta taxa de acomodação, em relação à taxa de acumulação da turfeira, faz com que sejam formadas camadas pouco espessas e descontínuas de carvão. Na passagem do trato de sistemas transgressivo para o trato de sistemas de nível alto há uma diminuição relativa da taxa de criação de espaço e assim formam-se camadas carbonosas espessas e descontínuas, conforme a taxa de acumulação passa a se equivaler com a criação de espaço camadas de carvão mais contínuas lateralmente são formadas.

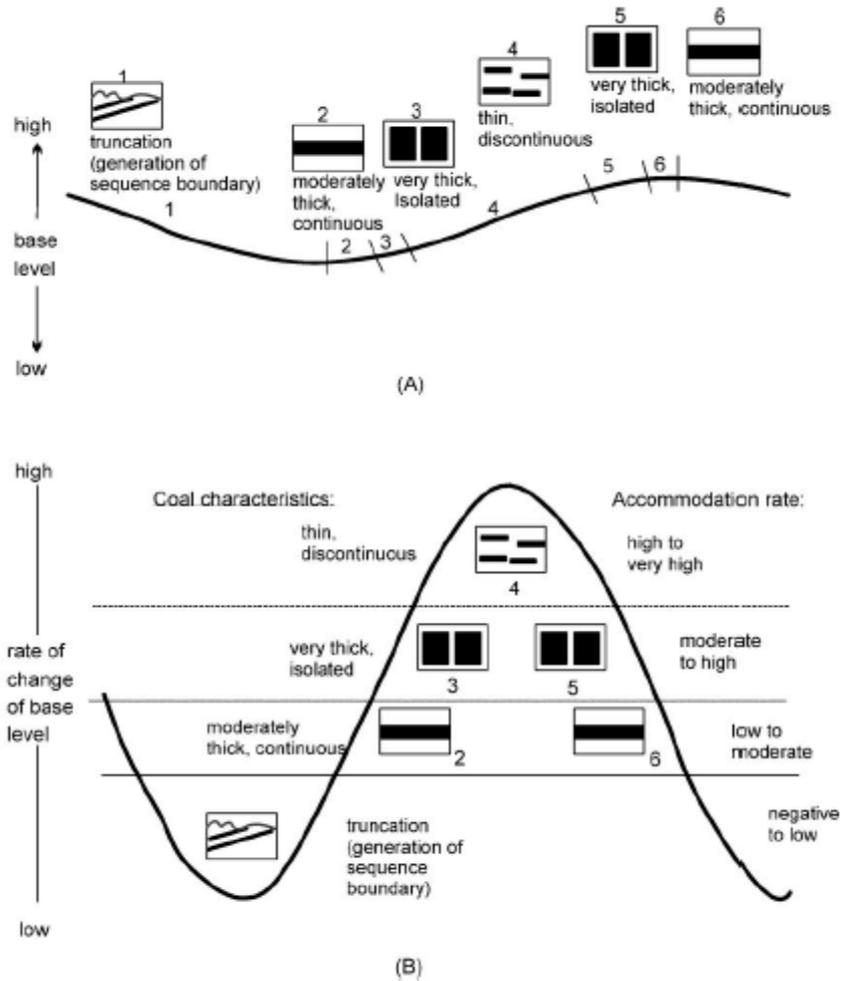


Figura 32 - Relação entre a taxa de variação do nível de base e a espessura e geometria das camadas de carvão. Fonte: Bohacs & Suter (1997).

2.2. Exploração e características das reservas de CBM

2.2.1. Um breve Histórico

Emissões de gás metano gerado nas camadas de carvão há muito tempo é um processo conhecido por mineiros em frentes de lavra de carvão. A liberação de gás foi sempre vista como um fator de risco na mineração de carvão, já que o alívio de pressão dos poros e fraturas com gás poderia causar instabilidade da mina e risco para os trabalhadores. Conforme as reservas de carvão raso foram lentamente se exaurindo ao final do século 18 e com o advento de avanços tecnológicos grandes minas subterrâneas foram abertas e desde então a exalação

do metano do carvão foi observado. Explosões de minas de carvão foram observadas nos séculos 19 e 20 em diversos países como Inglaterra, França, Estados Unidos, Austrália, Canadá, Bélgica, Alemanha, Japão, Polônia, Rússia e Estados Unidos (Flores, 1998). A fim de minimizar este risco atualmente a recuperação de CBM em conjunto com as operações de mineração é realizada em todos os maiores países produtores de carvão (Thakur *et al.*, 1996). Devido a grandes volumes de metano que foram liberados das minas de carvão (25 milhões de toneladas segundo Thakur *et al.*, 1996), desde o século passado o CBM tem recebido grande importância como uma potencial fonte de energia (Flores, 1998).

Atualmente o metano é produzido de camadas de carvão em diversos países, destacando-se os Estados Unidos que produz economicamente este recurso em diversas bacias carboníferas (Murray, 1996). O Canadá também é produtor, ao passo que, países como China, Índia, Austrália, Polônia e Alemanha estão investigando e avaliando a possibilidade de recursos (Kalkreuth *et al.*, 2006). O estudo e viabilização deste recurso são de extrema importância no cenário energético mundial já que estimativas de reservas de metano contido nos poros de camadas de carvão são da ordem de $250 \times 10^{12} \text{ m}^3$ (Murray, 1996). Como as reservas de gás convencionais são da ordem de $185 \times 10^{12} \text{ m}^3$ segundo o *BP Statistical Review of World Energy* (2009), pode-se dizer que as reservas de CBM são maiores que todas as reservas de todos os campos de gás convencional conhecidos no mundo.

2.2.2. Controles geológicos do CBM nas camadas de carvão

Diversos fatores geológicos contribuem e influenciam diretamente para que uma sucessão carbonosa possa conter quantidades consideráveis de metano aprisionado. Além de conter metano, entretanto, a sucessão deve apresentar condições de explotabilidade do gás, já que a ocorrência do gás associado com o carvão é caracterizado como recurso não convencional devido ao modo de retenção de gás. Murray, 1991 (*apud* Bustin & Clarkson, 1998) lista diversas formas da ocorrência do metano no carvão como: moléculas de gás adsorvidas dentro dos microporos de carvão; gás aprisionado dentro da porosidade da matriz; gás livre em fraturas e gás dissolvido no lençol freático dentro de fraturas do carvão. Já a geração do metano está relacionada diretamente com o grau de carbonificação da matéria orgânica que por sua vez dependerá das condições de temperatura e pressão nas quais a

sucessão estratigráfica foi submetida. O *rank* é freqüentemente associado com a potencialidade de CBM. Camadas de carvão mais profundas (mais de 300m) de mais alto *rank* de carvão (médio a betuminoso baixo volátil) são mais promissoras para CBM, enquanto que camadas mais rasas (200-300m) de *rank* mais baixo (betuminoso alto volátil) são menos promissoras, porém ainda assim oferecem algum potencial (Thakur *et al.*, 1996). Esta relação, entretanto, não é vista de forma simplificada. Bustin & Clarkson (1998) comprovaram através de análise e comparações de diversos carvões (Austrália, Estados Unidos e Canadá) que não existe uma correlação linear ou não linear significativa do aumento do *rank* com a capacidade de adsorção das camadas de carvão.

Outro estudo de Yee *et al.*, (1993) (*apud* Bustin & Clarkson 1998) comprovou que a quantidade de *moisture* (umidade natural do carvão) presente no carvão tem efeito determinante na capacidade de adsorção de gás, já que *moisture* compete com o gás para sítios de adsorção na superfície do carvão e pode bloquear o acesso do gás a microporosidade.

A relação da propensão das camadas de carvão a produzirem gás com seus constituintes macerais também já foi avaliada. O trabalho de Bustin & Clarkson (1998) demonstrou que a capacidade de adsorção dos carvões aumenta com a presença de vitrinite e diminui com a maior presença de inertinita e quantidade de cinzas.

Uma questão interessante levantada pelo trabalho supracitado é relativa à capacidade dos microporos em relação à adsorção. Os autores discutem que apesar de ser assumido que quase toda a capacidade de adsorção de uma camada de carvão é diretamente proporcional à distribuição e quantidade de microporos os resultados do trabalho indicaram que apenas a capacidade dos microporos não é o único fator a determinar a capacidade de armazenamento de metano. Comparações entre carvões de *rank* e composição similar demonstraram quantidades de metano adsorvidas menor que outros carvões, mesmo tendo maior capacidade dos microporos, o que evidencia uma contribuição maior da meso e macroporosidade na capacidade de adsorção do metano.

Já a saturação de gás reflete a quantidade de gás desadsorvido e a capacidade de armazenamento de gás nos carvões. O estudo de Bustin & Clarkson (1998) demonstrou curiosamente que o grau de saturação é inversamente correlacionado com a permeabilidade, o que sugere que um grau de não saturação pode refletir escape de gás. Seguindo esta interpretação os autores sugerem a partir de seus dados que os carvões de maior permeabilidade possuem uma saturação menor de gás e assim um potencial inferior para CBM.

Apesar da grande importância da caracterização geoquímica, a correta avaliação da jazida que produzirá metano irá depender também de um estudo básico das características estratigráficas e estruturais como geometria, espessura, continuidade, distribuição e permeabilidade das camadas de carvão. Todos estes controles serão essenciais para cubagem de uma área e estimativa de volume de gás existente, sendo os mesmos fundamentais para a proposição de estratégias de exploração e exploração de CBM (Pashin, 1997). Neste ponto são importantes os aspectos estratigráficos referentes à geometria deposicional da camada e espessura, já o padrão estrutural influenciará na continuidade das camadas e permeabilidade através de falhamentos e fraturas.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Bacia do Paraná

A área de estudo faz parte de uma unidade geotectônica preteritamente localizada na porção sudoeste do Gondawana, conhecida como Bacia do Paraná. Atualmente a bacia está localizada na porção central-leste da Plataforma Sul-Americana (Figura 33). Com uma área total de 1.500.000 km² (Milani *et al.*, 2007) a bacia ocupa uma vasta região do Brasil, cerca de 1.000.000 km² (Schneider *et al.*, 1974), abrangendo os estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, São Paulo, Minas Gerais, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Estende-se ainda pelos territórios argentino, uruguaio e paraguaio. Possui forma alongada no sentido NE-SW e tem aproximadamente 1750 km de comprimento e 900 km de largura. É a maior bacia Paleozóica da América do Sul e registra um intervalo de tempo de 450 a 65 Ma de anos, (Milani & Ramos, 1998). Tem grandes espessuras, da ordem de alguns quilômetros, atingindo até 7000 metros no seu depocentro (Milani *et al.*, 2007).

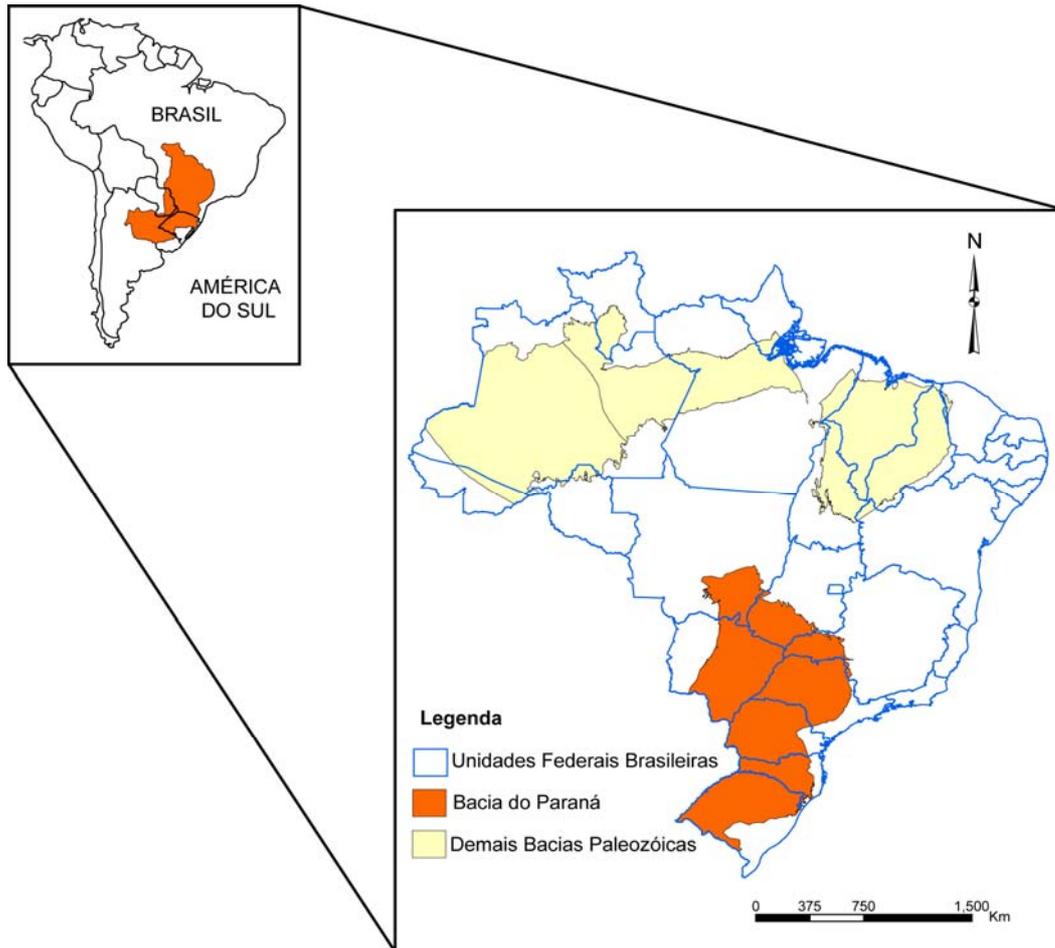


Figura 33 - Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul e no Brasil.

3.1.1. Evolução Geotectônica

A sua evolução se deu início após o ciclo Brasileiro (900-550Ma), evento geotectônico responsável pela formação do Supercontinente Gondwana. Com o final dos esforços produzidos por este ciclo se sucedeu uma subsidência termal, o que deu início à sedimentação Cambro-Ordoviciano na bacia. O preenchimento da bacia, do Ordoviciano até o Cretáceo, foi controlado por ciclos tectono-eustáticos ligados a eventos orogênicos que se iniciaram no final do Paleozóico. Estes ciclos estavam relacionados a um limite ativo convergente da margem sul ocidental do paleocontinente Gondwana com a litosfera oceânica do Pantalassa, onde terrenos eram progressivamente acrescidos originando subsidência por flexura litosférica devido ao carregamento orogênico da borda da placa (Stockmal & Beaumont, 1987, *apud*. Milani, 2000). Em decorrência deste limite convergente, formaram-se as *Gondwanides*, uma extensa faixa de orógenos e bacias relacionadas na borda da placa da

margem sul do Gondwana (Figura 34) (Milani, 2000). Estas orogêneses acrescionais ocasionaram sucessivos episódios de criação de espaço deposicional. Estes episódios eram intercalados com períodos de quiescência tectônica das orogêneses, causando interrupções na sedimentação por erosão acentuada e não-deposição, refletindo em discordâncias de escala regional. O resultado final foi a estruturação de uma bacia formada por grandes unidades sedimentares, denominadas por Milani (2000), como superssequências de segunda ordem.

Neste contexto geotectônico são conhecidos dois grandes ciclos tectono-sedimentares magmáticos que contribuíram para história evolutiva da bacia, o Famatiniano e o Gondwanico. Cada um deles é dividido em duas fases, ou orogêneses. O Famatiniano ocorreu do Ordoviciano ao Devoniano e subdivide-se em Orogenia Oclóyca e Precordilheirana. O ciclo Gondwânico ocorreu do Carbonífero ao Triássico e subdivide-se em orogênias Chánica e Sanrafaélica (Milani & Ramos 1998).

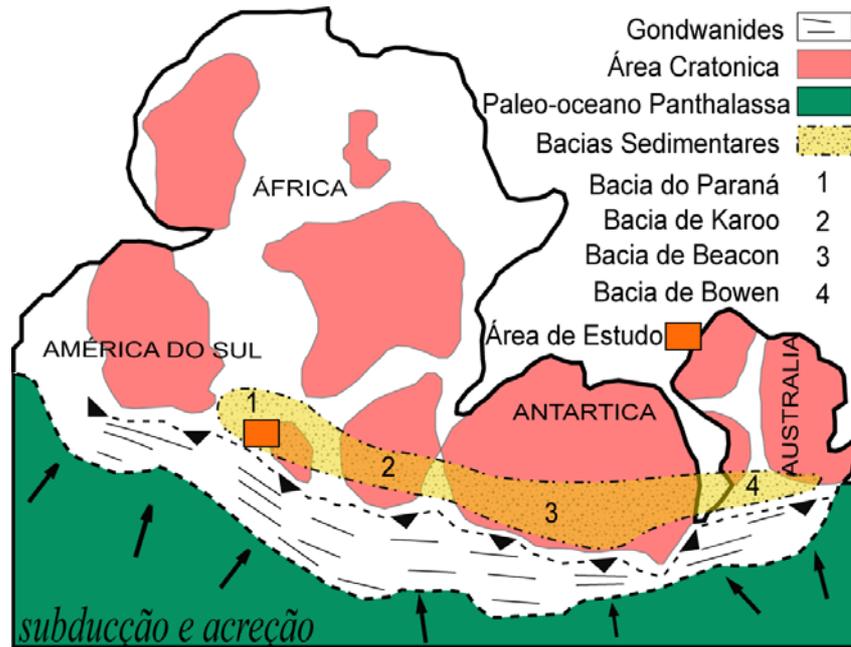


Figura 34 - Contexto geotectônico do Supercontinente Gondwana, limite ativo na borda da placa de origem à zona de orógenos *Gondwanides*. Modificado de Milani (2000).

3.1.2. Geologia Estrutural do Embasamento

Um fator determinante para a implantação e evolução da bacia foi sem dúvida a natureza de seu embasamento. O fenômeno de *stress* intraplaca, gerado pela migração dos campos tensionais originados dos eventos tectônicos atuantes na borda do Gondwana, afetou profundamente o embasamento da bacia. A heterogeneidade dos diversos domínios que compõem o embasamento da bacia é observado através das unidades que a circundam e que possivelmente se prolongam sob dos sedimentos da bacia. Segundo Cordani *et al.*, (1984), a Bacia do Paraná está circundada por terrenos altamente estruturados, sendo na sua maioria faixas metassedimentares do Proterozóico Superior como: o Geossinclíneo Paraguaio (extremidade noroeste) e os Sistemas Ribeira/Dom Feliciano (flanco E/SE), e os metassedimentos do Grupo Araxá e rochas relacionadas ao Ciclo Uruçuano (porção NE). Já as áreas cratônicas são representadas somente no Cráton Rio da Prata e na sua extensão a nordeste no Cráton Luis Alves, na porção sul e leste respectivamente.

Através de estudos com sondagens realizadas pela Petrobrás e pela Paulipetro e informações geofísicas, a Bacia do Paraná é a bacia cratônica brasileira que dispõe da maior quantidade de dados do seu embasamento, o que possibilitou estudos como os de Cordani *et al.*, (1984) que provaram a continuidade das unidades do embasamento da borda para o interior da bacia, o que contribuiu imensamente para o entendimento das zonas tectônicas e estruturas regionais associadas. Interpretações de dados geofísicos em escala de bacia realizadas por Marques *et al.*, (1993) (*apud.* Cordani *et al.* 1984), revelaram uma persistente orientação SW-NE de anomalias gravimétricas e magnetométricas, padrão que também foi observado através de sísmica de reflexão. Estes dados indicam uma orientação de estruturas do embasamento configuradas como calhas na região central da bacia. Tal feição foi denominada por Marques *et al.*, (1993) (*apud.* Cordani *et al.* 1984) como “*rifte central*”, que marcaria os mecanismos iniciais da subsidência da bacia (Cordani *et al.*, 1984).

A grande heterogeneidade dos elementos geotectônicos encobertos pela Bacia do Paraná foi um dos grandes causadores do comportamento diferenciado no processo regional de subsidência ao longo do Fanerozóico (Cordani *et al.*, 1984). Dentre as grandes estruturas brasileiras mais importantes que influenciaram na formação e posicionamento da bacia estão: Arco da Canastra e Flexura de Goiânia, Arco de Assunção, Arco de Puna e Arcos Pampianos, Arco Martin Garcia. Estas e demais estruturas que se encontram preferencialmente no interior da bacia podem ser reconhecidas no mapa estrutural do embasamento (Figura 35).

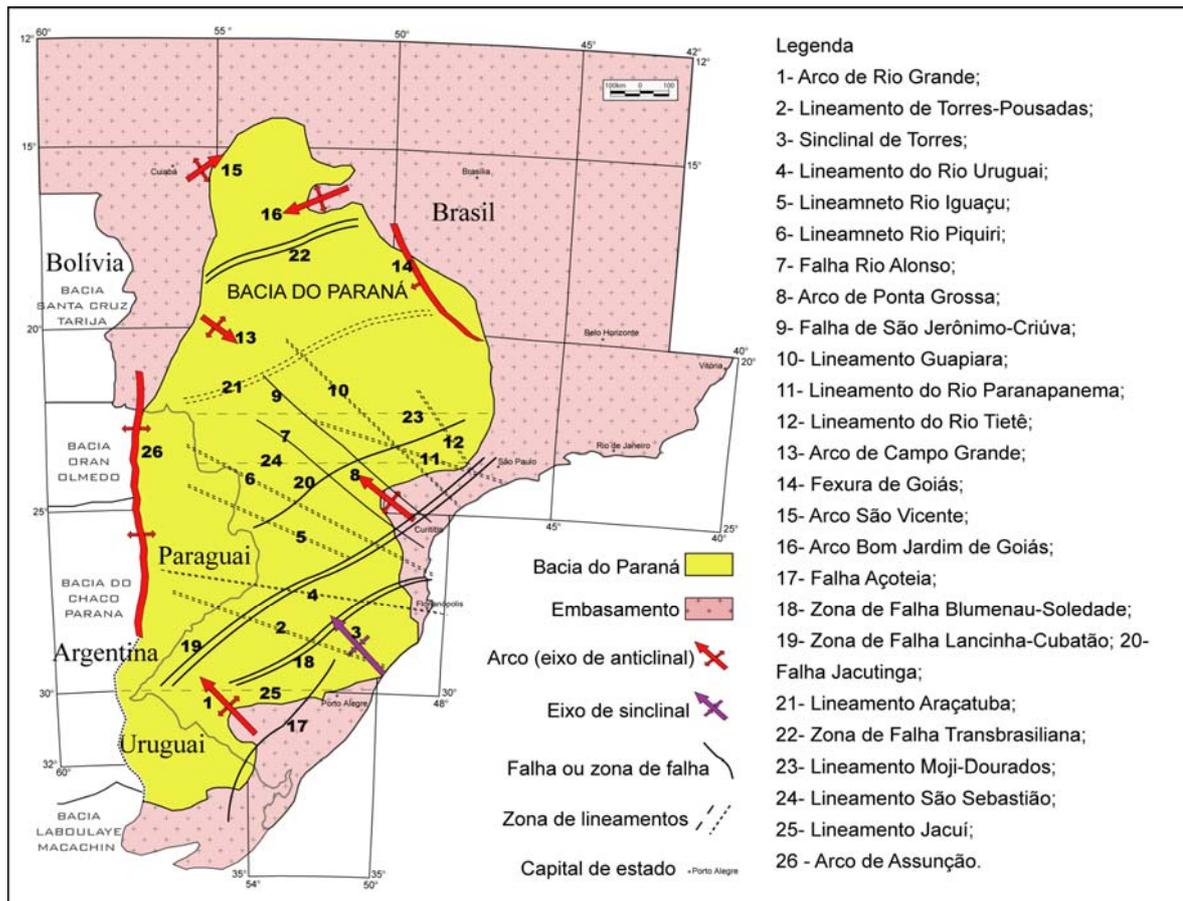


Figura 35 - Arcabouço tectônico do embasamento da Bacia do Paraná. Compilado de Zalán *et al.*, (1990), Christopher *et al.*, (1998), CPRM e Paulipetro, 1982.

3.1.3. Estratigrafia

Milani (2000) reconhece seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem ou supersseqüências *sensu* Vail *et al.*, (1977) (Figuras 36 e 37). Cada uma compreende um registro geológico de algumas dezenas de milhões de anos, e constituem o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná, (Milani, 1997). Em cerca de 400 milhões de anos, do Ordoviciano Médio até o Cretáceo Superior a evolução é marcada pela intercalação de grandes hiatos temporais e desenvolvimento de espessas sucessões sedimentares, as supersseqüências. Dentre estas unidades, a mais antiga é denominada Supersseqüência Rio Ivaí a qual representa o primeiro ciclo de sedimentação Fanerozóica, sendo importante para o entendimento dos estágios iniciais de subsidência. Dentre as características destes depósitos pode se dizer que a sua espessura não é uniformemente distribuída e aparece em depocentros alongados segundo direções SW-NE com uma tendência de espessamento para oeste.

Quanto à litologia ocorrem conglomerados e arenitos na base, diamictitos, folhelhos fossilíferos e siltitos, em um intervalo temporal do Neo-Ordoviciano até o Eo-Siluriano. A associação com rochas vulcânicas do basalto Três Lagoas nesta fase sugeriria uma tectônica sin-sedimentar, provavelmente algum mecanismo de rifteamento ligado a implantação da Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998). Discordantemente sobre a Superssequência Rio Ivaí ou diretamente sobre o embasamento ocorre a segunda unidade, a Superssequência Paraná. Esta apresenta geometria tabular e materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo de oscilação do nível do Panthalassa (Milani & Ramos, 1998) representado pela Formação Furnas e Ponta Grossa que são devonianas. O limite superior deste pacote devoniano é marcado pela “discordância pré-Itararé” (Milani, 1997), que representa um hiato de cerca de 55 Ma, fortemente vinculado à glaciação gondwânica.

A próxima unidade, a Superssequência Gondwana 1, sucedeu ao ápice das condições glaciais. A unidade basal, o Grupo Itararé, foi a única influenciada pela fase de degelo. Este pacote apoia-se em *onlap* de norte para sul, padrão que mudou com a deposição do Grupo Guatá, de sul para norte, atingindo pela primeira vez a porção meridional da Bacia. Esta mudança marca um rearranjo estrutural do substrato da sinéclise (Milani, 2000). A Formação Palermo do Grupo Guatá (seção transgressiva do Neo-Permiano) registra o máximo paleobatimétrico (máxima inundação) desta superssequência (Milani & Ramos, 1998). A partir desta máxima inundação a sedimentação assume uma nítida e definitiva tendência regressiva (Milani 2000).

Com a progressiva interiorização da bacia, conforme terrenos eram acrescidos na borda do Gondwana, teve lugar uma irreversível continentalização dos sistemas deposicionais, primeiramente marcada pela Formação Rio do Rastro. No Neo-Jurássico, já na Superssequência Gondwana II, desertos arenosos cobriam completamente a bacia (Formação Botucatu), sendo sucedidos pelas lavas da Formação Serra Geral marcando o início da fragmentação do Gondwana. O último evento de acumulação e subsidência da bacia se deu no Neo-Cretáceo com a acomodação da Superssequência Bauru (Milani & Ramos, 1998).

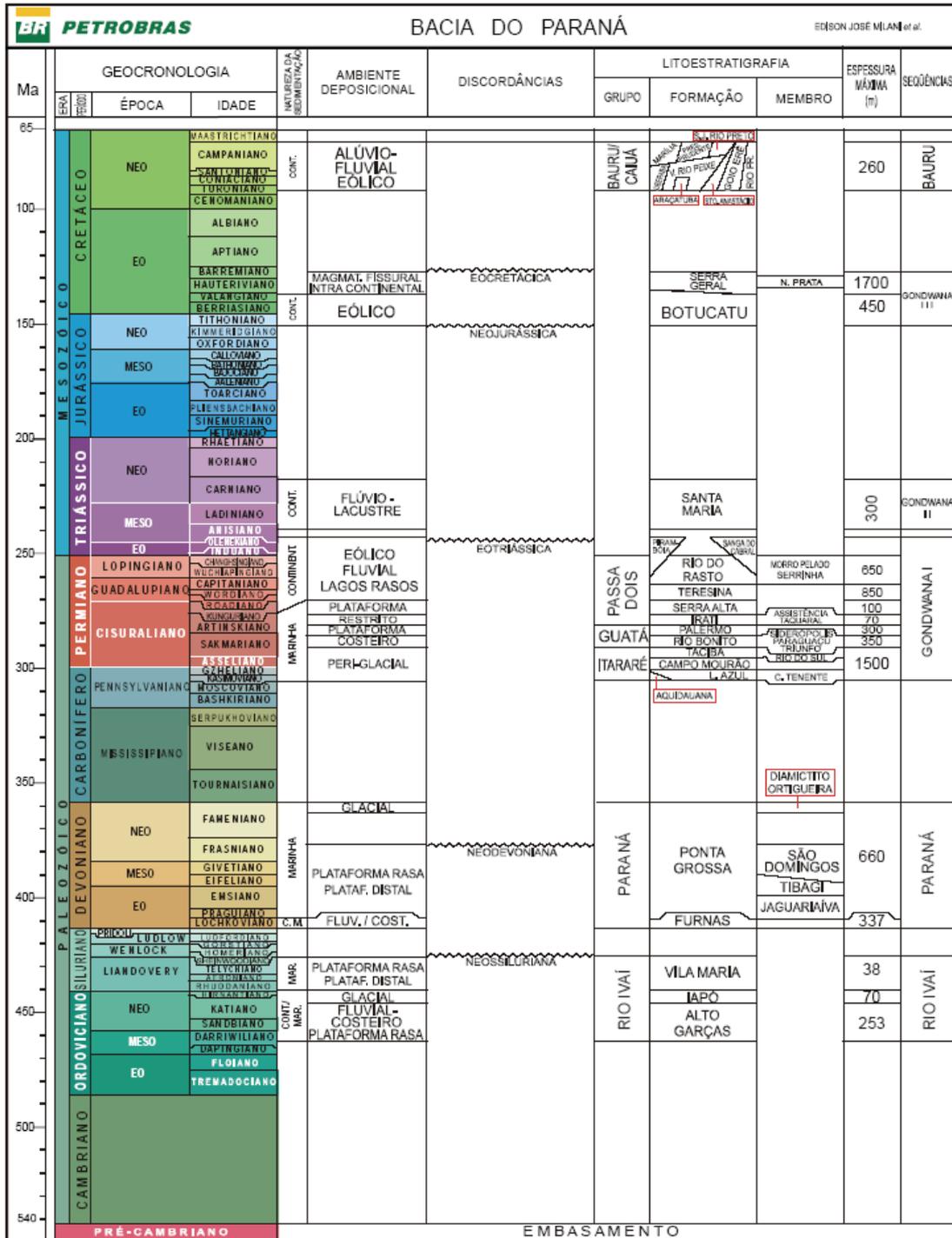


Figura 36 - Tabela geocronológica e litoestratigráfica da carta estratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: Milani (2007).

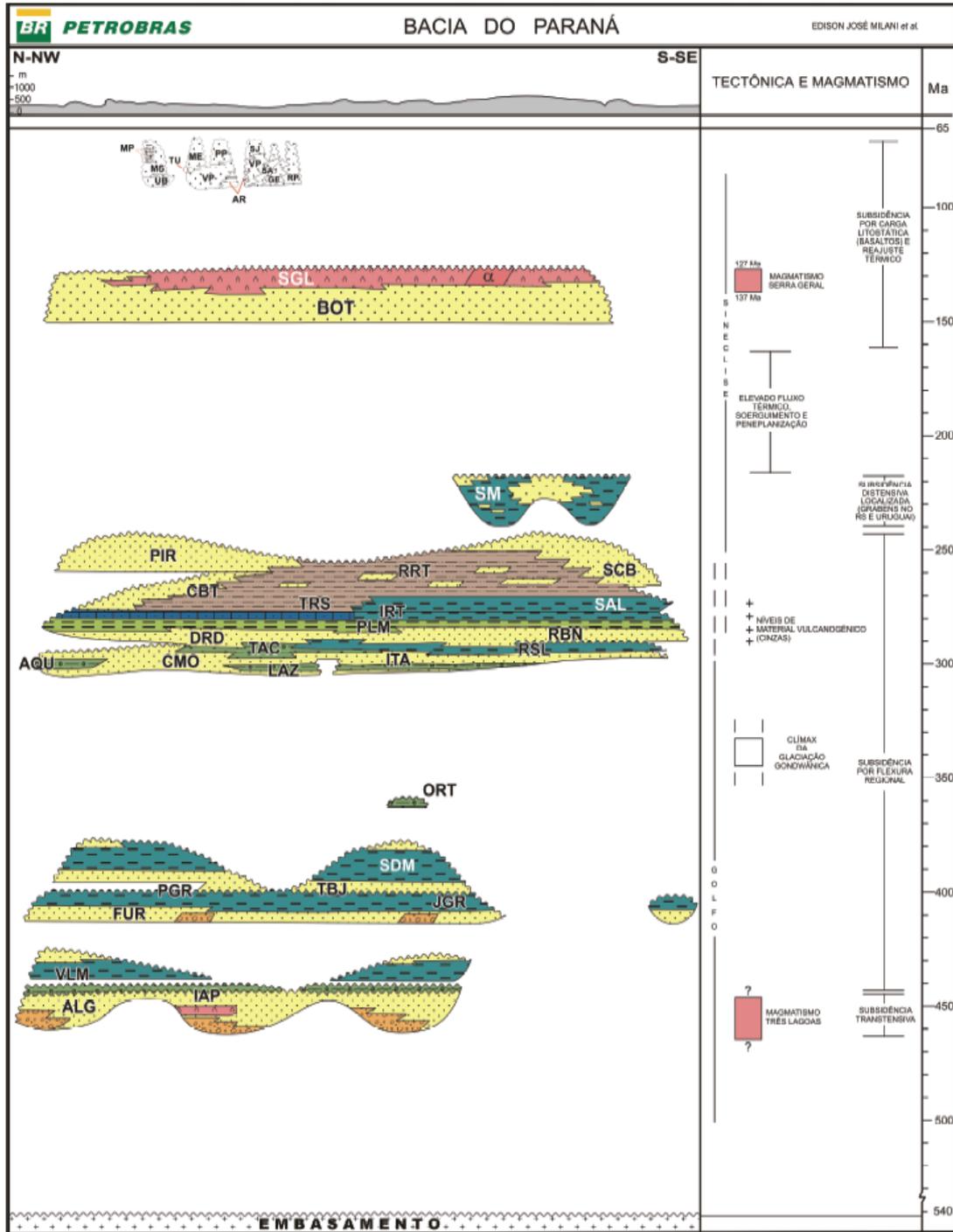


Figura 37 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, mostrando as divisões da bacia em supersseqüências. Fonte: Milani (2007).

3.2. Contexto Geológico Local (RS)

3.2.1. Área e Intervalo de Estudo

A área de estudo, onde estão localizados os furos de sondagem utilizados para a obtenção dos dados estratigráficos, localiza-se na planície costeira no nordeste do estado do Rio Grande do Sul nas proximidades das cidades de Osório e Tramandaí à cerca de 75 km para leste de Porto Alegre-RS (Figuras 38 e 39). Geograficamente situa-se entre o oceano Atlântico e o início da Serra Geral. É limitada pelas seguintes coordenadas UTM (*datum SAD69*): N: 6708400; S: 6684110; E: 592000 e W: 565000 constituindo uma área de cerca de 650Km². A escolha da área se deu pelo seu contexto estratigráfico e exploratório, basicamente por ser a área onde se localiza a Jazida de Carvão Santa Terezinha, a qual possui bom potencial para ocorrência de acumulações de CBM (*Coal Bed Methane*). O intervalo de estudo, como já mencionado, corresponde ao Eo-Permiano (Figura 40) da Bacia do Paraná, estando inserido na Superssequência I de Milani (2007).

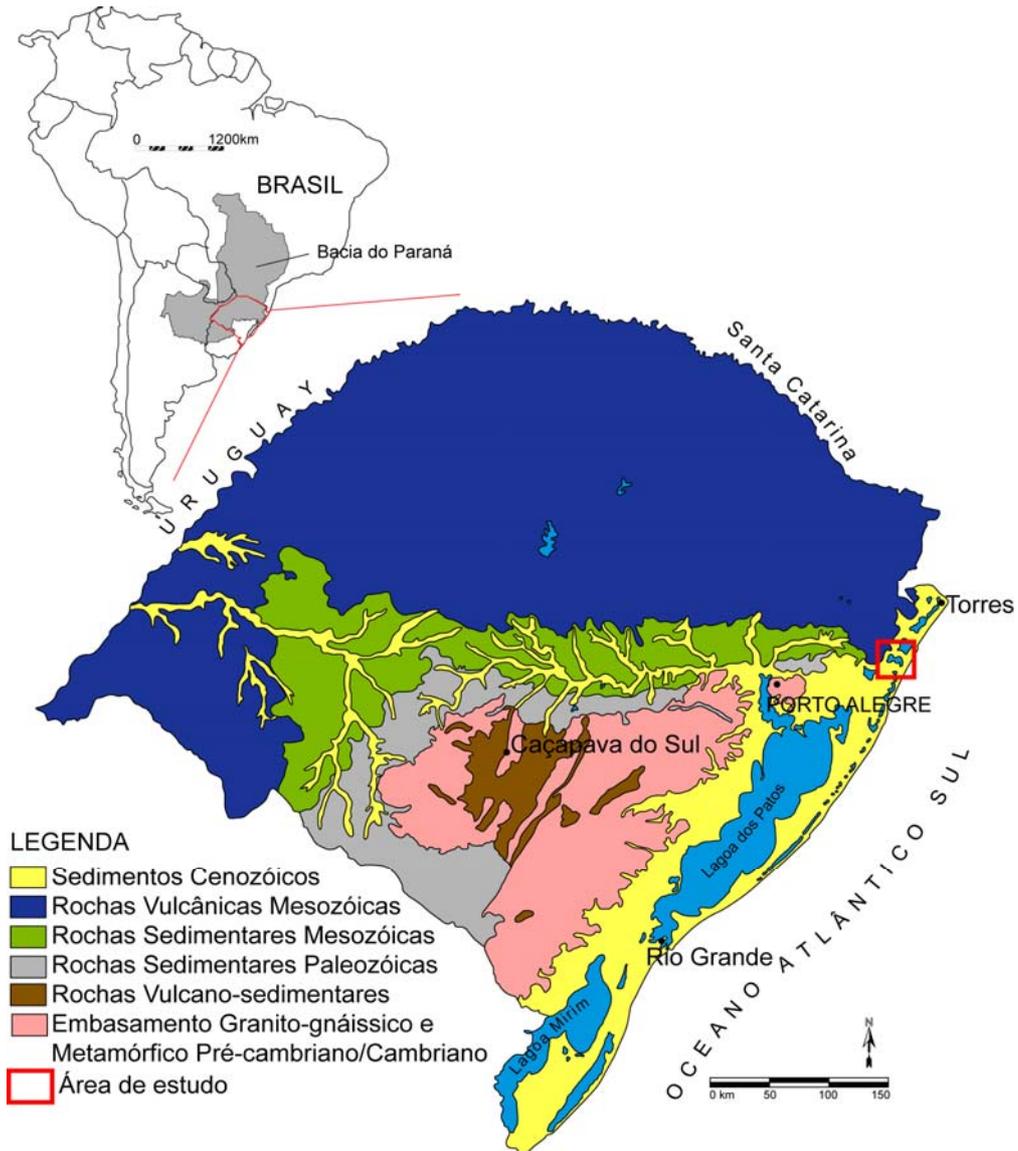


Figura 38 - Mapa geológico de localização da área de estudo.



Figura 39 - Mapa de localização (imagem landsat) dos poços utilizados no trabalho, a região se localiza na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul.

Ma.	CRONO				LITOESTRATIGRAFIA		
	Era	Período	Época	Idade	Seq.	Grupo	Formação
283	PALEOZÓICO	Permiano	Eo	Kunguriano	GONDWANA I	Passa Dois	Serra Alta
				Artinskiano			Irati
				Sakmariano		Palermo	
				Asseliano		Guatá	Rio Bonito
292							
	Carbonífero	Pensilvaniano				Itararé	

Figura 40 - Intervalo de estudo assinalado em verde.

3.2.2. Estratigrafia

A evolução estratigráfica do Eo-Permiano está compreendida no ciclo geotectônico Gondwânico. Este ciclo condicionou a formação da Superssequência Gondwana I (Milani 1997), que vai do final do Carbonífero ao início do Triássico. Dentro desta superssequência encontra-se o intervalo Eo - Permiano, objeto de estudo do presente trabalho (Figura 41).

Litoestratigraficamente, a porção Eo-Permiana está inserida no Supergrupo Tubarão, primeiramente proposto por White (1908), sendo este constituído pelo Grupo Itararé na base e pelo Grupo Guatá na porção superior. O Grupo Itararé passou por ser assim denominado a partir dos trabalhos de Gordon Jr. (1947), e compreende uma seqüência sedimentar de idade permo-carbonífera cujos depósitos refletem influências glaciais em seus diferentes ambientes deposicionais (Schneider *et al.*, 1974). Na sua sessão completa pode ser dividido em 4 formações, Campo do Tenente, Aquidauana, Mafra e Rio Do Sul, porém é considerado indiviso no Rio Grande do Sul por não apresentar boa relação cronológica e litológica com estas formações (Holz *et al.*, 2000). O nome do Grupo Guatá foi igualmente proposto por Gordon Jr. (1947) para designar os siltitos e arenitos aflorantes nas imediações de Guatá, Santa Catarina, englobando as formações Rio Bonito e Palermo de White (1908), (Schneider *et al.*, 1974). Compreende desde o topo do Grupo Itararé até a base da Formação Irati, esta pertencente ao Grupo Passa Dois.

A sucessão Eo-Permiana estudada neste trabalho insere-se completamente no Grupo Guatá mais especificamente nas idades Sakmariana e Artinskiana correspondentes à unidade litoestratigráfica Formação Rio Bonito. O nome Rio Bonito foi primeiramente empregado por White (1908) denominado de *Camadas Rio Bonito* o conjunto de arenitos, folhelhos, e leitos de carvão associados que aparecem bem expostos nas proximidades de Lauro Müller-SC (Schneider *et al.*, 1974). Esta formação foi dividida em 3 intervalos, Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, conforme Schneider *et al.*, (1974), os quais também não são possíveis de individualizar no Rio Grande do Sul (Holz *et al.*, 2000).

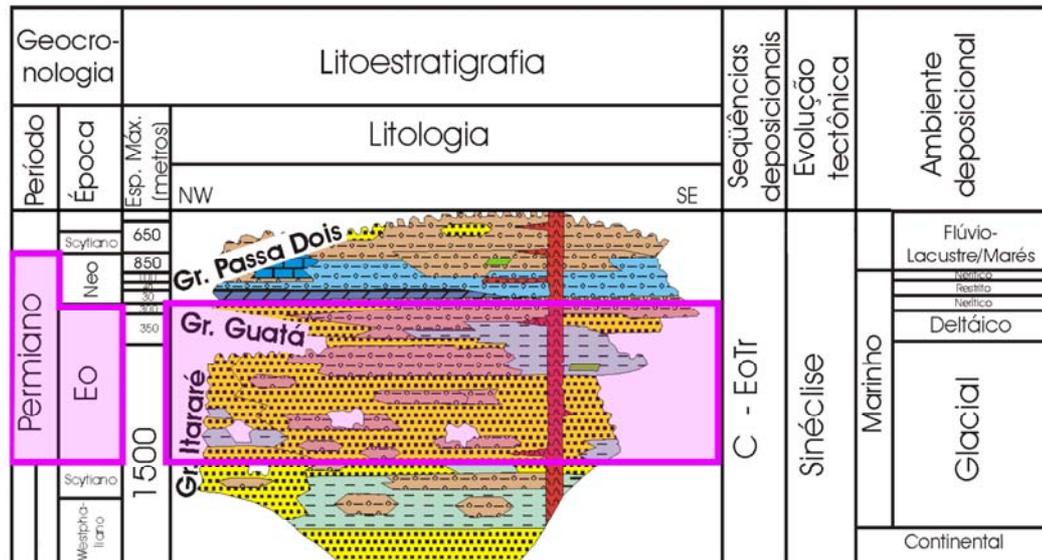


Figura 41 - Intervalo de estudo inserido na superssequência Gondwana I de Milani, 1997. (Carta estratigráfica da Bacia do Paraná modificada do Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994).

Quanto à aplicação da estratigrafia de seqüências, vários trabalhos foram realizados a fim de propor um arcabouço estratigráfico para o Eo-Permiano do Rio Grande do Sul. Holz & Carlucci (2000) reconhecem, através da análise de variações de associações faciológicas, três seqüências deposicionais de 3º ordem para o intervalo correspondente aos Grupos Itararé e Guatá. O limite de seqüências 1 (SB-1) é o contato entre os sedimentos do Grupo Itararé e o embasamento e representa um hiato temporal da ordem de 300 Ma. (Holz & Carlucci 2000) (Figura 42) Dentro desta seqüência são reconhecidos os tratos de sistemas nível baixo e transgressivo. O segundo limite de seqüências (SB-2) seria marcado pela entrada de arenitos flúvio-deltaicos correspondentes a Formação Rio Bonito (Figura 42). A superfície transgressiva é marcada em pelitos laminados espessos, quando esta facies estuarina predomina no registro sobre a fácies fluvial. A máxima inundação desta seqüência é registrada como pelitos que aparecem após a existência das últimas turfeiras que são registradas pelas camadas de carvões da Formação Rio Bonito (Figura 42), onde ocorreria a instalação de uma lâmina d'água mais espessa (Holz & Carlucci 2000). O limite de seqüências 3 é marcado na base do pacote que apresenta feições de supramaré. A superfície transgressiva e a superfície de máxima inundação da seqüência 3 ficam, respectivamente, na base e na porção intermediária da unidade Palermo.

Os autores propõem ainda uma reconstituição paleofisiográfica da bacia no estado e reconhecem quatro estágios. O primeiro estágio é referente ao início da história deposicional onde haviam muitos altos estruturais e poucas áreas recebiam sedimentação. A configuração

era de fiordes com geleiras, visto no registro seus depósitos associados. O segundo estágio é condicionado por uma queda no nível do mar com exposição de áreas que estavam inundadas e desenvolvimento de canais fluviais e baías interdistributárias, com o avanço do mar, em seguida, se desenvolveram sistemas estuarinos. Em termos litoestratigráficos este estágio é correspondente à base da Formação Rio Bonito. A planície costeira vem a se desenvolver no estágio três, com a retrogradação de sistemas deposicionais, esta época é marcada pela presença de lagunas e pântanos. O último estágio é marcado por ambiente de supramaré com eventuais invasões marinhas, a área caracterizava-se por ser predominantemente de sedimentação em regime epicontinental raso com planícies de maré, lagunas, canais e deltas de maré.

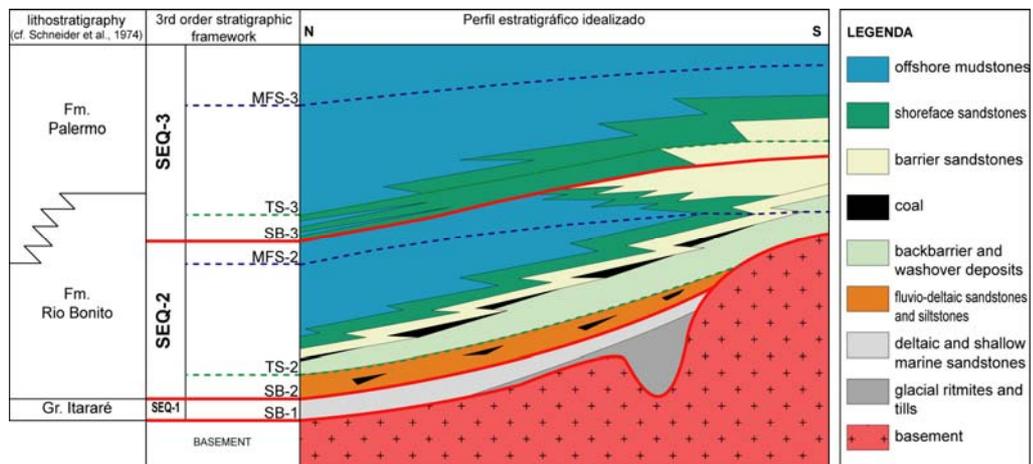


Figura 42 - Modelo geral de evolução geológica da sucessão Eo-Permiana. SB – limite de seqüências, TS – superfície transgressiva e MFS - superfície de máxima inundação Fonte: Holz *et al.*, (2004).

A dissertação de mestrado de Lopes (1995) propõe um arcabouço aloestratigráfico para o intervalo “Rio Bonito-Palermo” (Eo-Permiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé. A área de estudo tem dimensões regionais, incluindo o setor central de afloramentos da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. O objetivo principal do estudo é a análise estratigráfica na busca conhecimento geológico-evolutivo na área em que se encontram grandes jazidas de carvão. Dentro do arcabouço estratigráfico do Eo-Permiano o autor reconheceu quatro seqüências deposicionais de 3º ordem, todas com padrão predominante retrogradacional. A seqüência “A” apresenta apenas o trato de sistemas transgressivo, com sua superfície transgressiva coincidindo com a superfície de erosão 1 (limite de seqüências) que marca o contato entre a Formação Rio do Sul e Formação Rio Bonito. A seqüência “B”

possui as mesmas características da seqüência “A”, porém está inserida dentro da Formação Rio Bonito, é representada por um avanço de depósitos deltaicos sobre os depósitos de costa afora da seqüência “A”. Na evolução desta seqüência ocorre o assoreamento dos paleovales, sendo então registrada a sedimentação em áreas mais elevadas. O limite de seqüências da seqüência “C” é descrito como uma mudança abrupta de fácies de sedimentação litorânea e marinha rasa/estuarina. Apresenta trato de sistemas de mar baixo e transgressivo. Esta seqüência apresenta diferentes padrões de empilhamento no estágio após a superfície transgressiva. Devido aos controles locais exercidos na sedimentação são observados padrões progradacionais e agradacionais nos paleovales, e retrogradacionais no restante, como seria esperado no trato transgressivo. A superfície erosiva da base seqüência “D” é a que apresenta menor grau de resolução e a superfície de topo é caracterizada como uma conformidade. Esta seqüência é constituída basicamente por depósitos plataformais segundo o autor.

Os sistemas deposicionais identificados são deltaico, sistema de barreiras litorâneas e marinho raso, sistema estuarino e marinho de costa afora. Algumas considerações sobre o paleorelevo da bacia também são relevantes, sendo que o autor reconhece a influência da configuração tectônica pretérita na evolução sedimentar das unidades identificando quatro unidades morfológicas, entre elas o paleovale Leão e a região elevada Leão-Iruí.

Nos trabalhos citados acima há discordâncias quanto a disposição das seqüências correspondentes à Formação Rio Bonito e Palermo. Para Holz & Carlucci (2000), a Formação Rio Bonito e a Palermo constituem basicamente duas seqüências, a seqüência 2 e 3, já para Lopes (1995) ocorrem quatro seqüências neste intervalo, as seqüências “A”, “B”, “C” e “D”.

Um trabalho mais recente de Holz *et al.*, (2009) propôs um arcabouço cronoestratigráfico para o intervalo, inserindo os dois membros inferiores da Formação Rio Bonito em uma seqüência deposicional de 3º ordem. O membro superior (Siderópolis) foi interpretado como outra seqüência deposicional de igual ordem, na qual o membro Siderópolis identificado no estado de Santa Catarina é correlato cronoestratigraficamente com a Formação Palermo no Rio Grande do Sul (Figura 43).

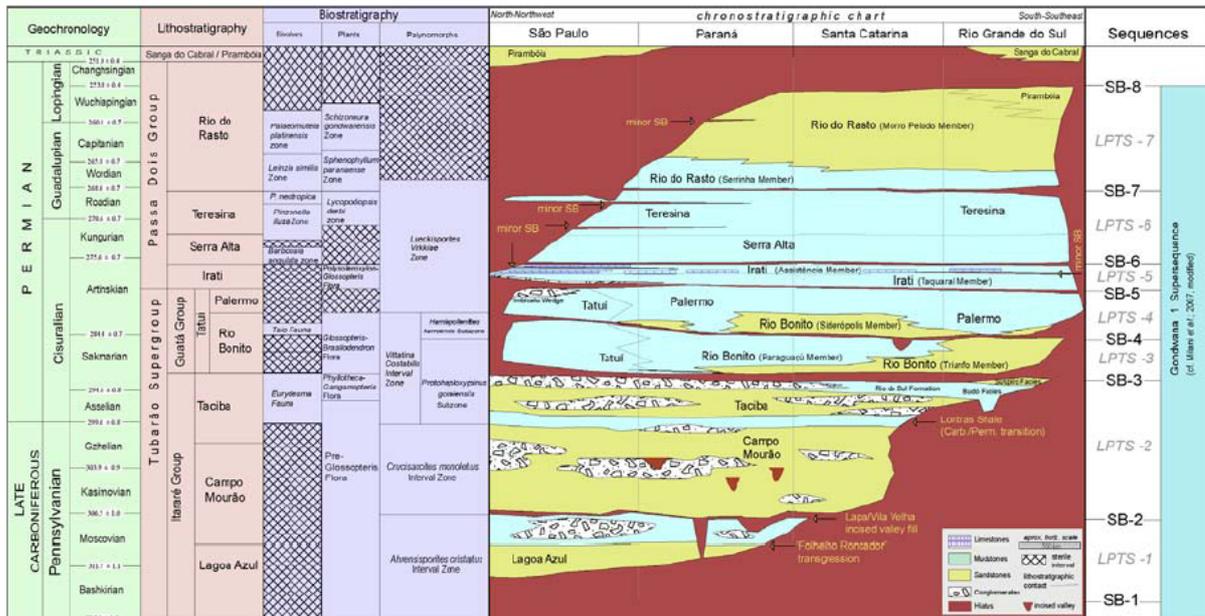


Figura 43 - Tabela geocronológica, cronoestratigráfica e litoestratigráfica proposta para bacia do Paraná e intervalo Permiano. Fonte: Holz *et al.*, (2009).

3.2.3. Depósitos carboníferos no Rio Grande do Sul - Jazida de Santa Terezinha

A jazida de Santa Terezinha faz parte de um grupo de nove jazidas carboníferas de idade Permiana mais importantes do Brasil, destacando-se ainda as Jazidas de Candiota (maior do Brasil), Iruí, Leão-Butiá, Charquedas-Santa Rita, Morungava-Chico Lomã e ainda as Jazidas de Criciúma (Figura 44). As jazidas que se estendem desde sul do Rio Grande do Sul até o Sul Catarinense constituem praticamente 100% dos recursos de carvão do país. A jazida de Santa Terezinha situa-se na Planície Costeira no nordeste gaúcho e constitui a segunda maior reserva do país, com cerca de $4,283 \times 10^6$ toneladas de carvão (Gomes *et al.*, 2003) (Tabela 1) ocorrendo em uma área superior a 1000Km². Apesar da grande quantidade de carvão esta jazida nunca foi explorada devido à questões econômicas já que suas camadas carbonosas encontram-se em profundidades que variam de 400m à 1000m (Gomes *et al.*, 2003). Exatamente por esta característica, que é única em uma jazida brasileira, Santa Terezinha se torna interessante para exploração de CBM, já que a geração do metano foi favorecida pelas condições de maior pressão e temperatura.

Quanto à caracterização dos carvões alguns estudos classificam o grau de carbonificação da jazida. Gomes *et al.* (2003) atribuem o *rank* (grau de carbonificação)

“betuminoso alto volátil B”. Já o estudo de Kalkreuth *et al.* (2006), indica o *rank* “sub-betuminoso a betuminoso alto volátil A” (vitrinita 0,55% a 1,02% R_{random}) com variações para semi- antracito a antracito (vitrinita até 5,46% R_{random}) relacionadas a soleiras de diabásio presentes na área. As variações do *rank* na jazida são caracterizadas por um aumento do mesmo para porção nordeste, onde as camadas estão mais profundas com espessuras cumulativas de carvão que chegam até 9m, Demais análises petrológicas, como de macerais, resultaram em valores de mais de 50 vol.% de inertinita, gradando para folhelhos carbonosos em diversas camadas. De modo geral todas as jazidas brasileiras apresentam alto conteúdo de cinzas, incluindo Santa Terezinha.

Um trabalho recente de Kalkreuth e colaboradores (2008) demonstrou de fato a potencialidade da jazida para CBM. Após ter sido realizada uma sondagem com amostragem de carvão para análises geoquímicas, testes de desorção e cálculo de volumes de carvão através de uma modelagem geológica 3D foram obtidos valores da ordem de 5,5 bilhões de metros cúbicos de gás existentes na jazida.

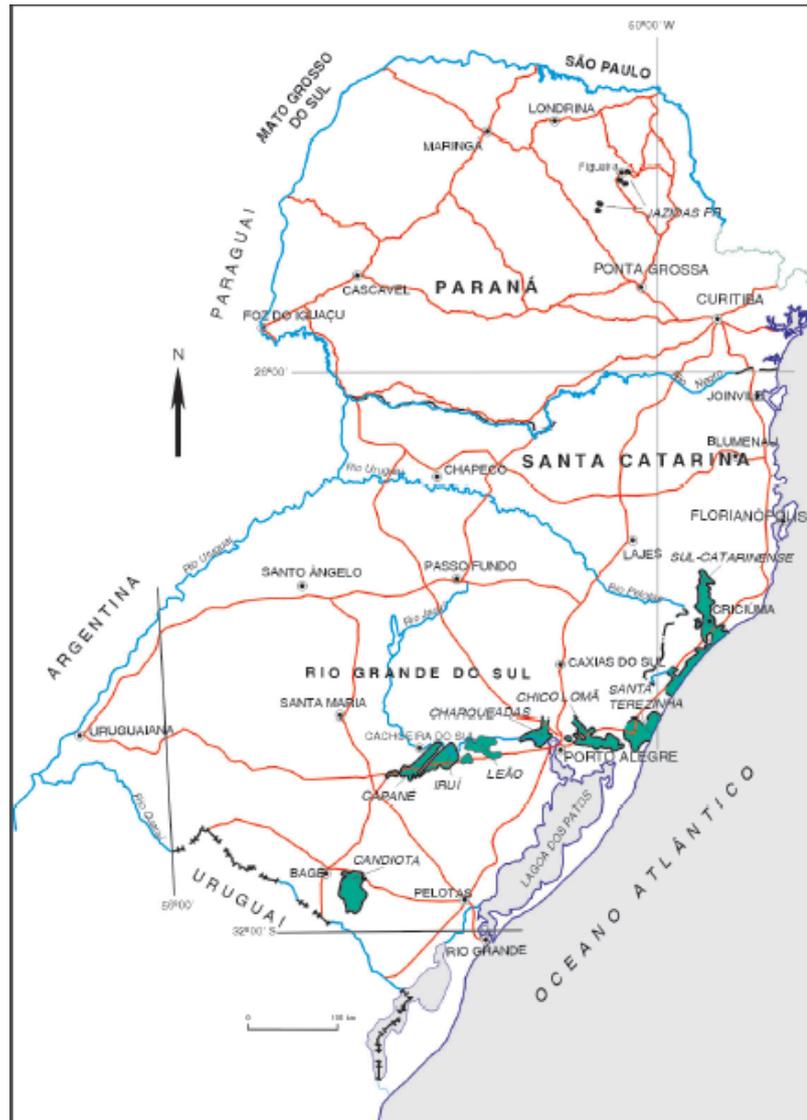


Figura 44 - Mapa de localização das jazidas carboníferas do sul do Brasil. Modificado de Suffert (1997) e Aborrrage e Lopes (1986). Fonte: Gomes *et al.*, (2003).

Tabela 1 - Reservas de carvão das principais jazidas brasileiras. Fonte: Gomes *et al.*, (2003).

Estado	Jazida	Recursos (10 ⁶ t)	% do Brasil
RS	Candiota	12.278	89,25
	Santa Terezinha	4.283	
	Morungava/Chico Lomã	3.128	
	Charqueadas	2.993	
	Leão	2.439	
	Irui	1.666	
	Capané	1.023	
	Outras	994	
	SOMA	28.804	
SC	Sul - Catarinense	3.363	10,41
PR	Diversas	104	0,32
SP	Diversas	8	0,02
TOTAL		32.279	100,00

4. METODOLOGIA

A metodologia aplicada neste trabalho englobou as diversas etapas de análise estratigráfica, desde a interpretação de fácies, associações de fácies e sistemas deposicionais até a proposição de um arcabouço cronoestratigráfico detalhado e a individualização de uma seqüência deposicional. O padrão de compartimentação estrutural das camadas de carvão foi entendido através da confecção de seções estruturais e de mapas do topo estrutural do embasamento. Para o reconhecimento de áreas mais promissoras para exploração de CBM foi realizada a integração dos dados estratigráficos, estruturais e de mapas de ocorrência de diabásio, sendo possível determinar uma zona de maior confiabilidade para ocorrência de CBM.

4.1. Aquisição e tratamento dos Dados

Os dados de estratigrafia deste trabalho são constituídos basicamente de dados de subsuperfície de testemunhos de sondagem. Estas sondagens foram realizadas nas décadas de 70 e 80 pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil) em campanhas de prospecção de carvão no Rio Grande do Sul e Santa Catarina e possuem testemunhagem contínua de todo intervalo perfurado. Estas campanhas perfuraram cerca de 3000 poços realizando em algumas áreas uma malha realmente densa com distâncias menores de 1Km entre cada poço. Dessa forma, a CPRM contribuiu exaustivamente para o levantamento de dados estratigráficos principalmente dos intervalos portadores de carvão e adjacentes na Bacia do Paraná. Atualmente, mediante autorização, é possível utilizar os perfis de “boca de poço” (perfis descritivos das sondagens com dados de litologia e *logs* geofísicos) e os testemunhos para trabalhos de pesquisa, sendo estes dados armazenados nas litotecas da CPRM em Porto Alegre e Caçapava do Sul - RS.

Para realização do trabalho foram utilizadas 22 sondagens sendo 10 delas com descrição sedimentológica de detalhe em testemunhagem contínua, perfazendo cerca de 700m de descrição de testemunhos (Tabela 2).

Tabela 2 - Listagem dos poços utilizados no trabalho, com o intervalo de profundidade utilizado para o estudo, * poços descritos em detalhe.

POÇO	COORD. X	COORD. Y	COTA DA BOCA	PROF. DA PERFURAÇÃO (m)	INTERVALO (m)	ESPESSURA (m)
GT-05	589370	6694310	4,2	757	690 - 750,1	60,1
TG-10*	587350	6691360	7,05	646,1	592,8 - 646,1	53,3
TG-21	583610	6700175	9,18	872,3	864,3-697	34
TG-22	590360	6699175	9,03	883,45	722,3 - 832,3	108,2
TG-37*	582950	6694900	9,58	872,3	785 - 872,3	87,3
TG-42	581125	6706225	5,34	869,8	804 - 862,95	58,95
TG-54	579161	6690631	3,88	723	613,1 - 715,5	85,4
TG-59*	575080	6696920	11,45	899,64	778 - 881,88	103,88
TG-65*	574191	6685063	9,15	599,5	550 - 597	47
TG-77	568574	6686819	13,72	631,4	557,1 - 631,4	53,8
TG-93*	575394	6703501	7,67	935,8	825,5 - 931,07	71,57
TG-94*	573190	6690240	4,83	664,66	585,5 - 663,15	77,65
TG-95*	579026	6702063	1,65	942,68	846 - 940,68	94,68
TG-96*	588609	6706367	2,96	1015,65	882 - 990,2	108,2
TG-97	584070	6696915	4,58	765	719,3 - 762,8	32,2
TG-98*	581081	6691809	4,98	706	645,75 - 703,4	53,35
TG-99	579937	6687491	5	656	552-652	99,8
TG-100	577810	6694780	7,34	836,45	760 - 836,45	64,45
TG-126	570683	6690402	13,93	689,55	572,1 - 688,36	95,26
TG-178*	582571	6703676	2,59	888	819,2 - 888	68,8
TG-179	573190	6701079	12,18	907	804,05 - 903,71	99,66
TG-228	587550	6698514	0,31	877	650 - 873,8	94,85

Primeiramente, os poços foram selecionados conforme sua localização e com base na descrição de “boca de poço” realizado por geólogos da CPRM. Neste sentido foram analisados critérios como espessura da sucessão Eo-Permiana, faciologia e padrões de raio gama, dando-se preferência para os poços que atingiram o embasamento e com camadas representativas de carvão. Posteriormente, foi preparada uma base digital para descrição dos poços. Na litoteca da CPRM os testemunhos foram descritos na escala 1:100 analisando-se características como litologia, textura, estruturas, espessura, processos diagenéticos, bioturbação, e outras estruturas sedimentares secundárias. A descrição que posteriormente foi digitalizada utilizando-se o *software Adobe Illustrator 10*. Também foram utilizados dados geofísicos, como perfilagens de raios gama de testemunhos que não foram descritos, mas foram importantes na etapa de correlação para amarração com o arcabouço estratigráfico.

4.1.1. Arcabouço Faciológico

4.1.1.1. Litofacies

Na determinação de facies sedimentares, os critérios utilizados devem ser claros. Muitas vezes um grau avançado de detalhamento não é eficiente e dificulta o entendimento dos processos sedimentares como um todo. Neste trabalho as facies foram estabelecidas principalmente pelo critério litológico, textural e de estruturas. As características sedimentares secundárias como marcas de raízes, bioturbação, restos vegetais, microestruturas, assim como, composição e processos diagenéticos não foram utilizados na nomenclatura das facies, pois no caso de estudo não induzem diferenças significativas nos processos sedimentares. A descrição de cada facies e o processo gerador foi detalhada e sumarizada em uma tabela de facies.

4.1.1.2. Associação de fácies e Sistema Depositional

A partir da definição das facies sedimentares foi possível a determinação das associações de fácies. As associações de facies representam as combinações de fácies geneticamente relacionadas. Através delas foi possível obter indícios sobre ambiente deposicional, chegando-se à determinação dos sistemas deposicionais e sua evolução geológica. A definição do modelo deposicional foi estabelecida utilizando-se o método de destilação de Walker (1992) (Figura 45). Este método auxilia na construção inicial de um modelo atuando como uma guia, partindo do reconhecimento de facies e sucessões verticais de facies, e comparando-as com modelos de facies já propostos, servindo estes de base para que sejam feitas interpretações mais detalhadas que reflitam especificamente cada caso de trabalho, ou ainda para contribuir com mudança significativa do próprio modelo. No presente trabalho foram definidos vários modelos deposicionais na evolução do intervalo de estudo.

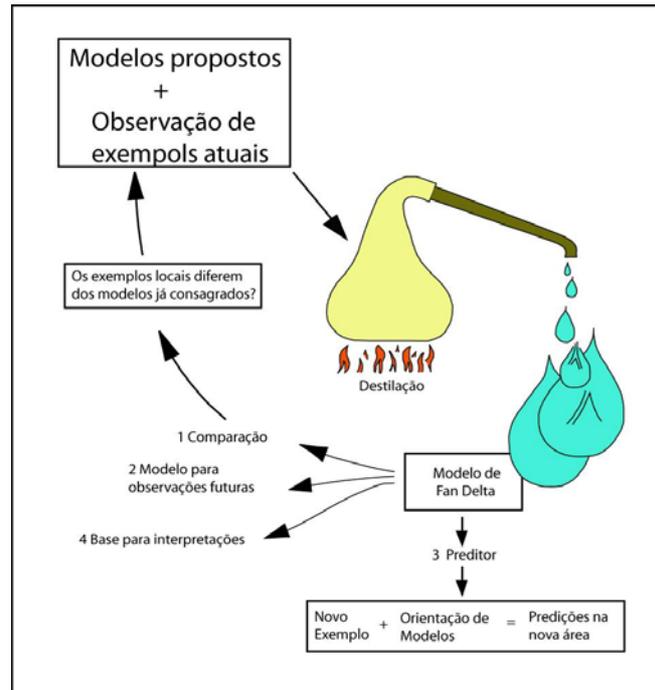


Figura 45 - Método de destilação para o reconhecimento do modelo deposicional. Modificado de Walker (1992).

4.1.2. Arcabouço Estratigráfico

Neste trabalho, como já foi citado, se utiliza a estratigrafia de seqüências como uma ferramenta que permite a análise genética e preditiva em várias escalas de trabalho, desde parasseqüências até seqüências deposicionais. A abordagem adotada é condizente com os princípios e fundamentos mais modernos da estratigrafia de seqüências, os quais foram detalhados e organizados no livro de Catunenau (2006).

4.1.2.1. Parasseqüências e Superfícies Estratigráficas

Dentro do arcabouço estratigráfico as unidades fundamentais que compõem a seqüência estratigráfica e os tratos de sistemas são as parasseqüências. A divisão das parasseqüências foi feita justamente pelo reconhecimento de eventos de inundação de alta freqüência em um contexto parálico, utilizando-se de critérios litológicos com auxílio dos perfis de raios gama.

4.1.2.2. Superfícies-Chave

Juntamente com a interpretação das paraseqüências, são determinadas as superfícies-chave que definem uma seqüência deposicional. Primeiramente são rastreados os limites de seqüência ou suas concordâncias correlatas. Critérios como superfícies erosivas e mudança abrupta de fácies são utilizados. Definida a seqüência deposicional, foram mapeadas as suas superfícies internas como a superfície de máxima regressão e a superfície de máxima inundação, as quais marcam mudanças significativas nos padrões de empilhamento internos às seqüências, definindo também tratos de sistemas.

4.1.2.3. Tratos de Sistemas

Os tratos de sistemas constituem as maiores unidades mapeadas dentro de uma seqüência estratigráfica. São classificados quanto à mudança do padrão de empilhamento nos conjuntos de paraseqüências, devido à relação entre a taxa de variações do nível de base e aporte sedimentar.

4.1.2.4. Interpretação e Correlação

O fechamento do arcabouço estratigráfico definido para todos os poços se dá a partir da correlação de dados. Nesta etapa será esclarecido como se comporta espacialmente e temporalmente o modelo geológico deposicional proposto. Para facilitar o entendimento, foram criados mapas de distribuição dos sistemas deposicionais em intervalos de tempo referente às paraseqüências e seções de correlação estratigráfica que integram dados litológicos, de perfilagem de raios gama e permitem visualizar a paleotopografia do embasamento e as variações de espessura das unidades cronoestratigráficas.

4.1.3. Dados de geologia estrutural e mapas adicionais

A geologia estrutural da área consiste basicamente no entendimento da compartimentação tectônica do embasamento. Foram confeccionadas seções estruturais e um mapa do topo estrutural do embasamento, com base nos dados de poços. Infelizmente devido à área se localizar na planície costeira não foi efetiva a interpretação de lineamentos em

modelos digitais de terreno, devido à dificuldade de mapeamento de estruturas. Entretanto a boa quantidade de poços com informações da profundidade do embasamento permitiu determinar um padrão estrutural de escalonamento de blocos para norte da área. O mapa de concentração de diabásio foi feito através de dados de poços e foi importante na avaliação de áreas potenciais para CBM.

4.1.4. Integração de dados e análise exploratória para CBM

Na etapa final do estudo todos os dados foram integrados para a determinação do potencial exploratório de CBM na Jazida de Santa Terezinha. Como resultado foi obtido um mapa de direcionamento exploratório para as áreas mais promissoras para CBM.

5. **ARTIGO CIENTÍFICO**

Análise estratigráfica e estrutural do intervalo carbonoso Eo-Permiano da Bacia do Paraná no RS: aplicação na exploração de CBM

Junia Casagrande^a & Michael Holz^b

^a Universidade Federal do Rio Grande do Sul- Porto Alegre, Rio Grande do Sul - Brasil – Instituto de Geociências - Programa de Pós-graduação em Geociências – área de concentração em estratigrafia - juniageo@yahoo.com.br

^b Universidade Federal da Bahia – Salvador, Bahia - Brasil – Departamento de Sedimentologia - michael@cpgg.ufba.br

Resumo

O termo Coal Bed Methane (CBM) refere-se ao metano gerado nas camadas de carvão e é um alvo exploratório na indústria do petróleo desde os anos setenta. Atualmente o CBM é produzido economicamente e investigado em diversas bacias carboníferas do mundo (USA, China). No Brasil as principais acumulações de carvão são de idade Permiana e fazem parte da Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná. De várias jazidas de carvão conhecidas a Jazida de Santa Terezinha, no nordeste do estado do Rio Grande do Sul, é a que certamente apresenta o maior potencial para CBM. Seu condicionamento como um baixo estrutural com camadas de carvão de espessuras significativas ocorrendo entre 400m e 1000m de profundidade conferiram a jazida uma situação favorável para geração de metano. Uma boa quantidade de dados geológicos provenientes de diversos poços testemunhados foi utilizada para caracterização estratigráfica do intervalo carbonoso da jazida. A descrição detalhada de testemunhos embasou a análise de fácies e sistemas deposicionais permitindo o reconhecimento de parasseqüências, cujo empilhamento evidenciou uma seqüência deposicional predominantemente transgressiva apresentando na base depósitos aluviais, na

porção intermediária sistemas lagunares com formação de turfeiras, e no topo depósitos marinhos. A análise estrutural revelou uma forte compartimentação tectônica das camadas de carvão, deslocadas por falhamentos normais de alto rejeito. A integração de dados estratigráficos com a determinação do padrão de estruturação atual e demais complexidades forneceu elementos para o reconhecimento de uma zona com melhores condições para exploração de CBM na Jazida de Santa Terezinha.

Palavras-chave: CBM, estratigrafia de seqüências, Bacia do Paraná

Abstract – Stratigraphic and structural analysis of the coal bearing lower Permian interval of Parana Basin in Rio Grande do Sul state: application to CBM exploration

Coal bed methane (CBM) refers to the methane gas generated in coal beds and is a worldwide target in the petroleum industry since the seventies. Nowadays CBM is economically produced and investigated in several coaly basins around the world (USA, China). In Brazil the main coal accumulations are of Permian age being part of the Rio Bonito Formation of Parana Basin. From all known coalfields the Santa Terezinha coalfield, in the northeastern region of Rio Grande do Sul state, certainly is the one that presents greater potential to CBM. The structural conditioning and the good thickness of coal beds occurring in depths between 400m and 1000m emplaced the coalfield in a favorable situation to methane generation. Tens of cored wells were utilized to the stratigraphic characterization of the coal bearing interval. A detailed description of cores supplied the informations to facies and depositional environments analysis allowing the recognition of parasequences with a dominant retrogradational pattern characterizing a mainly transgressive depositional sequence showing aluvial deposits at the base, marsh and lacustrine deposits in middle portion and marine strata on top. The structural analysis revealed a strong tectonic segmentation of coal beds, displaced by normal faults with high slip. The integration of stratigraphic data with the determination of actual structural patterns and other complexities allowed the recognition of a zone with better conditions to CBM exploration in the Santa Terezinha coalfield.

Keywords: CBM, sequence stratigraphy, Parana Basin

INTRODUÇÃO

O Brasil possui reservas de carvão da ordem de 32 bilhões de toneladas sendo 89% do total situado no estado do Rio Grande do Sul (Gomes *et al.*, 2003). Tradicionalmente o carvão brasileiro vem sendo minerado e utilizado na produção de energia em termoelétricas, e apesar das reservas significativas, dados da CPRM (Serviço Geológico do Brasil) demonstram que o carvão contribui com apenas 1% da matriz energética brasileira, competindo como fonte de energia com carvão e gás natural importados. Entretanto, a mineração de carvão não é o único recurso energético passível de aproveitamento em uma jazida carbonífera. Nos últimos anos pesquisas se intensificaram na investigação do CBM, o qual inclusive já é produzido em alguns países. Os estudos de Kalkreuth *et al.*, (2008) e Kalkreuth & Holz (2000) comprovaram que a jazida de Santa Terezinha (Figura 46), alvo do estudo, tem potencial para geração de CBM com valores da ordem de 5,5 bilhões de m³. Devido às condições de maior profundidade das camadas de carvão, esta jazida encontra-se em um contexto geológico favorável a geração de metano, semelhante a diversas bacias carboníferas pelo mundo, como exemplo de Estados Unidos, China e Canadá, onde o recurso é explorado economicamente.

Controles geológicos do CBM nas camadas de carvão

Diversos fatores geológicos contribuem e influenciam diretamente para que uma sucessão carbonosa possa conter quantidades consideráveis de metano aprisionado. Além de conter metano, entretanto, a sucessão deve apresentar condições de explotabilidade do gás, já que a ocorrência do gás associado com o carvão é caracterizado como recurso não convencional devido ao modo de retenção de gás. Murray (1991) lista diversas formas da ocorrência do metano no carvão como: moléculas de gás adsorvidas dentro dos microporos de carvão; gás aprisionado dentro da porosidade da matriz; gás livre em fraturas e gás dissolvido no lençol freático dentro de fraturas do carvão. Já a geração do metano está relacionada diretamente com o grau de carbonificação da matéria orgânica que por sua vez dependerá das condições de temperatura e pressão nas quais a sucessão foi submetida. O *rank* é freqüentemente associado com a potencialidade de CBM. Camadas de carvão mais profundas (mais de 300m) de mais alto *rank* de carvão (médio a betuminoso baixo volátil) são mais promissoras para CBM, enquanto que camadas mais rasas (200-300m) de *rank* mais baixo (betuminoso alto volátil) são menos promissoras, porém ainda assim oferecem algum

potencial (Thakur *et al.*, 1996). Esta relação, entretanto, não é vista de forma simplificada. Bustin & Clarkson (1998) comprovaram através de análise e comparações de diversos carvões (Austrália, Estados Unidos e Canadá) que não existe uma correlação linear ou não linear significativa do aumento do *rank* com a capacidade de adsorção das camadas de carvão.

Outro estudo de Yee *et al.*, (1993) (*apud* Bustin & Clarkson 1998) comprovou que a quantidade de *moisture* presente no carvão tem efeito determinante na capacidade de adsorção de gás, já que a água compete com o gás para sítios de adsorção na superfície do carvão e pode bloquear o acesso do gás a microporosidade.

A relação da propensão das camadas de carvão a produzirem gás com seus constituintes macerais também já foi avaliada. O trabalho de Bustin & Clarkson (1998) demonstrou que a capacidade de adsorção dos carvões aumenta com a presença de vitrinita e diminui com a maior presença de inertinita e quantidade de cinzas.

Uma questão interessante levantada pelo trabalho supracitado é relativa à capacidade dos microporos em relação à adsorção. Os autores discutem que apesar de ser assumido que quase toda a capacidade de adsorção de uma camada de carvão é diretamente proporcional à distribuição e quantidade de microporos os resultados do trabalho indicaram que apenas a capacidade dos microporos não é o único fator a determinar a capacidade de armazenamento de metano. Comparações entre carvões de *rank* e composição similares demonstraram quantidades de metano adsorvidas menor que outros carvões, mesmo tendo maior capacidade dos microporos, o que evidencia uma contribuição maior da meso e macroporosidade na capacidade de adsorção do metano.

Já a saturação de gás reflete a quantidade de gás desadsorvido e a capacidade de armazenamento de gás nos carvões. O estudo de Bustin & Clarkson (1998) demonstrou curiosamente que o grau de saturação é inversamente correlacionado com a permeabilidade, o que sugere que um grau de não saturação pode refletir escape de gás. Seguindo esta interpretação os autores sugerem, a partir de seus dados, que os carvões de maior permeabilidade possuem uma saturação menor de gás e assim um potencial inferior para CBM.

Apesar da grande importância da caracterização geoquímica, a correta avaliação da jazida que produzirá metano irá depender também de um estudo básico das características estratigráficas e estruturais como geometria, espessura, continuidade, distribuição e permeabilidade das camadas de carvão. Todos estes controles serão essenciais para cubagem de uma área e estimativa de volume de gás existente, sendo os mesmos fundamentais para a proposição de estratégias de exploração e exploração de CBM (Pashin, 1997). Neste ponto são

importantes os aspectos estratigráficos referentes à geometria deposicional da camada e espessura, já o padrão estrutural influenciará na continuidade das camadas e permeabilidade através de falhamentos e fraturas.

Exploração e características de reservas de CBM

Emissão de gás metano gerado nas camadas de carvão há muito tempo é um processo conhecido por mineiros em frentes de lavra de carvão. A liberação de gás foi sempre vista como um fator de risco na mineração de carvão, já que o alívio de pressão dos poros e fraturas com gás poderia causar instabilidade da mina e risco para os trabalhadores. Conforme as reservas de carvão raso foram lentamente se exaurindo ao final do século 18, e com o advento de avanços tecnológicos, grandes minas subterrâneas foram abertas e desde então a exalação do metano do carvão foi observada. Explosões de minas de carvão foram observadas nos séculos 19 e 20 em diversos países como Inglaterra, França, Estados Unidos, Austrália, Canadá, Bélgica, Alemanha, Japão, Polônia, Rússia e Estados Unidos (Flores, 1998). A fim de minimizar este risco atualmente a recuperação de CBM em conjunto com as operações de mineração é realizada em todos os maiores países produtores de carvão (Thakur *et al.*, 1996). Devido a grandes volumes de metano que foram liberados das minas de carvão (25 milhões de toneladas segundo Thakur *et al.*, 1996), desde o século passado o CBM tem adquirido grande importância como uma potencial fonte de energia (Flores, 1998).

Atualmente o metano é produzido de camadas de carvão em diversos países, destacando-se os Estados Unidos que produz economicamente este recurso em diversas bacias carboníferas (Murray, 1996). O Canadá também é produtor, ao passo que, países como China, Índia, Austrália, Polônia e Alemanha estão investigando e avaliando a possibilidade de recursos (Kalkreuth *et al.*, 2007). O estudo e viabilização deste recurso são de extrema importância no cenário energético mundial já que estimativas de reservas de metano contido nos poros de camadas de carvão são da ordem de $250 \times 10^{12} \text{ m}^3$ (Murray, 1996). Como as reservas de gás convencionais são da ordem de $185 \times 10^{12} \text{ m}^3$ segundo o *BP Statistical Review of World Energy* (2009), pode-se dizer que as reservas de CBM são maiores que todas as reservas de todos os campos de gás convencional conhecidos no mundo.

Sucessões portadoras de carvão e Estratigrafia de Sequências

A aplicação de uma metodologia de análise cronoestratigráfica é fundamental para predição e entendimento da gênese, geometria e distribuição de camadas de carvão. Os controles envolvidos na acumulação e preservação de turfeiras são essenciais para correta caracterização do arcabouço estratigráfico. Diessel (1992) e Bohacs & Suter (1997) discutem a aplicação dos conceitos estratigrafia de seqüências em sucessões portadoras de carvão. Um conceito chave é relativo ao nível de base. Para turfeiras o nível de base corresponde especificamente ao nível do lençol freático, ao passo que mesmo com desenvolvimento de vegetação (arbórea ou não) a turfeira não se preservará se o nível freático estiver baixo, o que propiciaria erosão e/ou oxidação da matéria orgânica. Como ambientes parálicos são hidrologicamente conectados com o mar a posição do nível freático não será muito diferente do nível marinho em grande parte das planícies costeiras (Diessel, 1992), com áreas continentais de turfeiras sensíveis as variações relativas do nível do mar. A acumulação significativa de carvão dependerá basicamente da produção e preservação da matéria orgânica de plantas aquáticas (água doce) e terrestres, diluição desta matéria orgânica por sedimentos clásticos e subsidência (Bohacs & Suter, 1997).

A relação da criação de espaço de acomodação e acumulação na turfeira influencia diretamente a preservação da mesma. Volumes significativos de turfeiras ricas em matéria orgânica só serão preservados e formarão carvão se a criação de espaço de acomodação se igualar a taxa de acumulação (produção) de matéria orgânica (Bohacs & Suter, 1997). Se a criação de espaço for inferior a taxa de produção da turfeira haverá erosão e oxidação, caso contrário a turfeira será inundada por sedimentos clásticos ou afogada.

Os padrões de geometria, continuidade e espessura também serão influenciados pela acomodação e produção, mais precisamente pela razão entre as taxas de criação de espaço de acomodação e produção de matéria orgânica da turfeira. Este balanço relativo determina se um ambiente deposicional local formará turfeira e quanto espessa esta turfeira será (Bohacs & Suter, 1997). Em um ciclo de variação do nível de base estes autores propuseram diferentes padrões de ocorrência das camadas de carvão. Para o trato de sistemas de nível baixo onde as taxas de criação de espaço são baixas todo o espaço disponível é preenchido verticalmente, fazendo com que a turfeira se estenda horizontalmente registrando camadas moderadamente contínuas e espessas. Na passagem do trato de sistemas de nível baixo para o trato de sistemas transgressivo o aumento da taxa de criação de espaço de acomodação permite que a turfeira agrade verticalmente não necessitando se estender lateralmente, formando camadas de carvão

espessas e isoladas. Na porção intermediária do trato de sistemas transgressivo a alta taxa de acomodação em relação à taxa de acumulação da turfeira faz com que sejam formadas camadas pouco espessas e descontínuas de carvão. Na passagem do trato de sistemas transgressivo para o trato de sistemas de nível alto há uma diminuição relativa da taxa de criação de espaço e assim formam-se camadas carbonosas espessas e descontínuas, conforme a taxa de acumulação passa a se equivaler com a criação de espaço camadas de carvão mais contínuas lateralmente são formadas.

OBJETIVOS DO TRABALHO

O estudo da estratigrafia desta sucessão necessariamente traz uma grande contribuição para a caracterização dos eventos deposicionais relacionados à gênese e características das camadas de carvão e da sucessão como um todo. O trabalho teve como meta a análise estratigráfica de alta resolução de uma área de cerca de 650 Km² inserida na jazida carbonífera de Santa Terezinha (Figura 46). A análise foi aplicada ao mapeamento das camadas de carvão e reconhecimento de áreas mais promissoras para a exploração de CBM. A partir da análise de testemunhos de sondagens foi definida a sucessão de eventos deposicionais do intervalo de estudo. Foram determinadas fácies, sistemas deposicionais, padrão de empilhamento e reconhecidas as principais superfícies estratigráficas. O intervalo de interesse foi analisado sob a óptica da estratigrafia de seqüências sendo compreendido em uma seqüência estratigráfica (*sensu* Catuneanu *et al.*, 2009) correlata litoestratigraficamente em grande parte com a Formação Rio Bonito do Eo-Permiano da Bacia do Paraná. As camadas de carvão foram caracterizadas quanto ao seu modo e zona preferencial de ocorrência, analisando-se critérios como continuidade lateral e espessura dentro de um arcabouço cronoestratigráfico. O entendimento da geologia estrutural e da distribuição de soleiras de diabásio auxiliou na caracterização da compartimentação atual das camadas de carvão e na definição de zonas com maior potencialidade para geração de CBM.

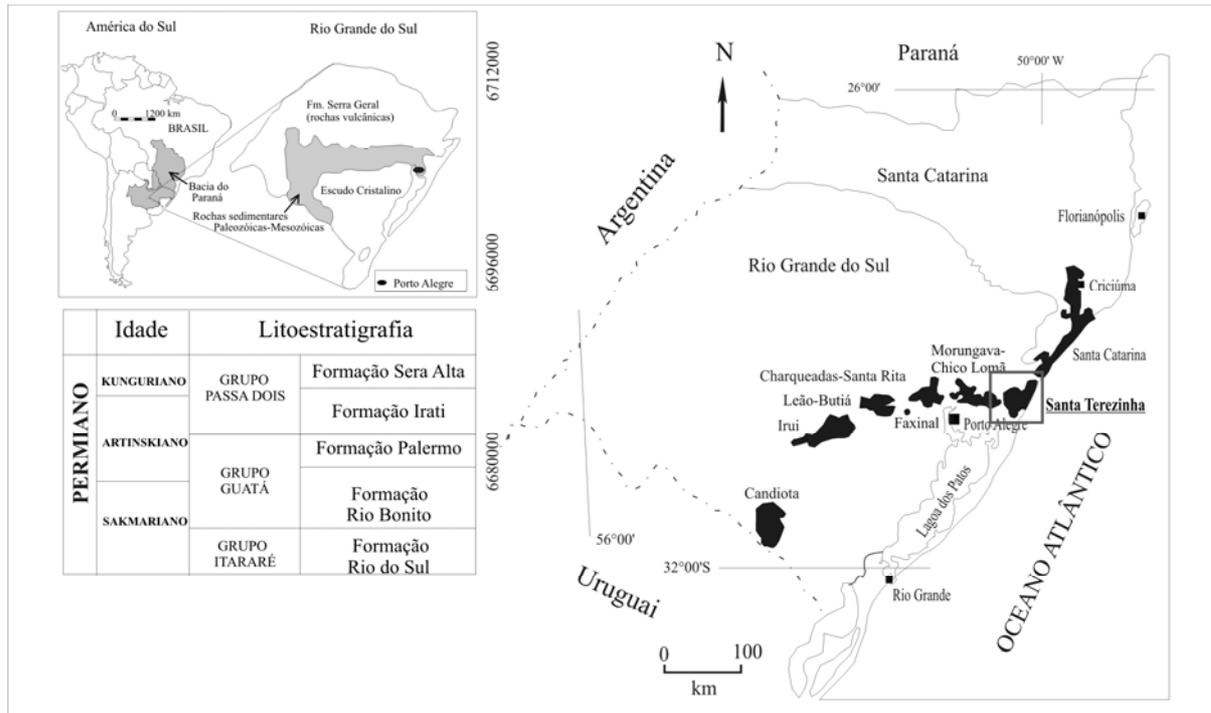


Figura 46 - Mapa das jazidas de carvão do sul do Brasil (polígonos pretos), no detalhe no quadrado a Jazida de Santa Terezinha. Ao lado esquerdo a coluna estratigráfica do intervalo de estudo e a localização da Bacia do Paraná na América do Sul e no estado do Rio Grande do Sul.

GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo faz parte da Bacia do Paraná formada no Gondwana e atualmente localizada na porção central-leste da Plataforma Sul-Americana (Figura 46). Com uma área total de 1.500.000 km² (Milani *et al.*, 2007), a Bacia, ocupa uma vasta região do Brasil, e também parte dos territórios argentino, uruguaio e paraguaio. É a maior bacia Paleozóica da América do Sul com 1750 km de comprimento e 900 km de largura e registra até 7000 metros de espessura no seu depocentro (Milani *et al.*, 2007). A Bacia é caracterizada como uma sinéclise e possui história evolutiva do Siluriano ao Jurássico, no intervalo de tempo de 450 a 65 Ma, (Milani & Ramos, 1998). A formação de carvão se deu no Eo-Permiano (Sakmariano/Artinskiniano), sendo a sucessão carbonosa parte da Formação Rio Bonito, a qual está compreendida na superssequência Gondwana I, uma das 6 sequências de 2º ordem definidas para a Bacia por Milani (1997).

A Formação Rio Bonito é subdividida em três membros da base para o topo: Triunfo (arenitos costeiros e fluviais), Paraguaçu (pelitos e arenitos finos marinhos) e Siderópolis

(arenitos fluviais e costeiros). Entretanto, o membro Paraguaçu não é identificado na porção mais meridional da Bacia, e desta forma a Formação Rio Bonito não é formalmente subdividida em membros no estado do Rio Grande do Sul onde se localiza a jazida Santa Terezinha (Holz *et al.*, 2000).

O trabalho de Holz *et al.*, (2009) propôs um arcabouço cronoestratigráfico para o intervalo, inserindo os dois membros inferiores em uma seqüência deposicional de 3º ordem. O membro superior (Siderópolis) foi interpretado como outra seqüência deposicional de igual ordem, na qual o membro Siderópolis identificado no estado de Santa Catarina é correlato cronoestratigraficamente com a Formação Palermo no Rio Grande do Sul.

Os carvões da jazida de Santa Terezinha

As jazidas que se estendem desde sul do Rio Grande do Sul até o sul catarinense constituem praticamente 100% dos recursos de carvão do país. A jazida de Santa Terezinha (Figura 46) situa-se na Planície Costeira no nordeste gaúcho e faz parte de um grupo de nove jazidas carboníferas de idade Permiana mais importantes do Brasil constituindo a segunda maior reserva do país, com cerca de $4,283 \times 10^6$ toneladas de carvão (Gomes *et al.*, 2003). Apesar da grande quantidade de carvão esta jazida nunca foi explorada devido à questões econômicas já que suas camadas carbonosas encontram-se em profundidades que variam de 400m à 1000m. Exatamente por esta característica, que é única em uma jazida brasileira, Santa Terezinha se torna interessante para exploração de CBM, já que a geração do metano foi favorecida pelas condições de maior pressão e temperatura.

Quanto à caracterização dos carvões alguns estudos classificam o grau de carbonificação da jazida. Gomes *et al.* (2003) atribuem o *rank* (grau de carbonificação) “betuminoso alto volátil B”. Já o estudo de Kalkreuth *et al.*, (2006), indica o *rank* “sub-betuminoso a betuminoso alto volátil A” (vitritina 0,55% a 1,02% R_{random}) com variações para semi-antracito a antracito (vitritina até 5,46% R_{random}) relacionadas a soleiras de diabásio presentes na área. As variações do *rank* na jazida são caracterizadas por um aumento do mesmo para porção nordeste, onde as camadas estão mais profundas com espessuras cumulativas de carvão que chegam até 9m. Demais análises petrológicas, como de macerais, resultaram em valores de mais de 50 vol.% de inertinita, gradando para folhelhos carbonosos em diversas camadas. De modo geral todas as jazidas brasileiras apresentam alto conteúdo de cinzas, incluindo Santa Terezinha.

Um trabalho recente de Kalkreuth e colaboradores (2008) demonstrou de fato a potencialidade da jazida para CBM. Após ter sido realizada uma sondagem com amostragem de carvão para análises geoquímicas, testes de desorção e cálculo de volumes de carvão através de uma modelagem geológica 3D foram obtidos valores da ordem de 5,5 bilhões de metros cúbicos de gás existentes na jazida.

MÉTODOS

Para o estudo foram utilizadas 22 sondagens (Tabela 3 e Figura 47), as quais foram realizadas pela CPRM, atual Serviço Geológico do Brasil, nas décadas de 70 e 80 para o mapeamento e exploração das jazidas carboníferas. As sondagens possuem testemunhagem completa, muitas delas atingindo o embasamento. Destas 22 sondagens, 10 foram alvo de descrição sedimentológica detalhada do intervalo Eo-Permiano (mais de 700m) e serviram de base para determinação de associações de fácies, sistemas deposicionais e composição do arcabouço cronoestratigráfico. As demais sondagens foram incorporadas ao modelo através de correlação com perfis de raios gama e descrição litológica da CPRM.

Tabela 3 - Principais dados dos poços utilizados no estudo. O intervalo é referente à porção das sondagens que foi utilizada para o desenvolvimento do trabalho.

POÇO	COORD. X	COORD. Y	COTA DA BOCA	PROF. DA PERFURAÇÃO (m)	INTERVALO (m)	ESPESSURA (m)
GT-05	589370	6694310	4,2	757	690 - 750,1	60,1
TG-10*	587350	6691360	7,05	646,1	592,8 - 646,1	53,3
TG-21	583610	6700175	9,18	872,3	864,3-697	34
TG-22	590360	6699175	9,03	883,45	722,3 - 832,3	108,2
TG-37*	582950	6694900	9,58	872,3	785 - 872,3	87,3
TG-42	581125	6706225	5,34	869,8	804 - 862,95	58,95
TG-54	579161	6690631	3,88	723	613,1 - 715,5	85,4
TG-59*	575080	6696920	11,45	899,64	778 - 881,88	103,88
TG-65*	574191	6685063	9,15	599,5	550 - 597	47
TG-77	568574	6686819	13,72	631,4	557,1 - 631,4	53,8
TG-93*	575394	6703501	7,67	935,8	825,5 - 931,07	71,57
TG-94*	573190	6690240	4,83	664,66	585,5 - 663,15	77,65
TG-95*	579026	6702063	1,65	942,68	846 - 940,68	94,68
TG-96*	588609	6706367	2,96	1015,65	882 - 990,2	108,2
TG-97	584070	6696915	4,58	765	719,3 - 762,8	32,2
TG-98*	581081	6691809	4,98	706	645,75 - 703,4	53,35
TG-99	579937	6687491	5	656	552-652	99,8
TG-100	577810	6694780	7,34	836,45	760 - 836,45	64,45

TG-126	570683	6690402	13,93	689,55	572,1 - 688,36	95,26
TG-178*	582571	6703676	2,59	888	819,2 - 888	68,8
TG-179	573190	6701079	12,18	907	804,05 - 903,71	99,66
TG-228	587550	6698514	0,31	877	650 - 873,8	94,85

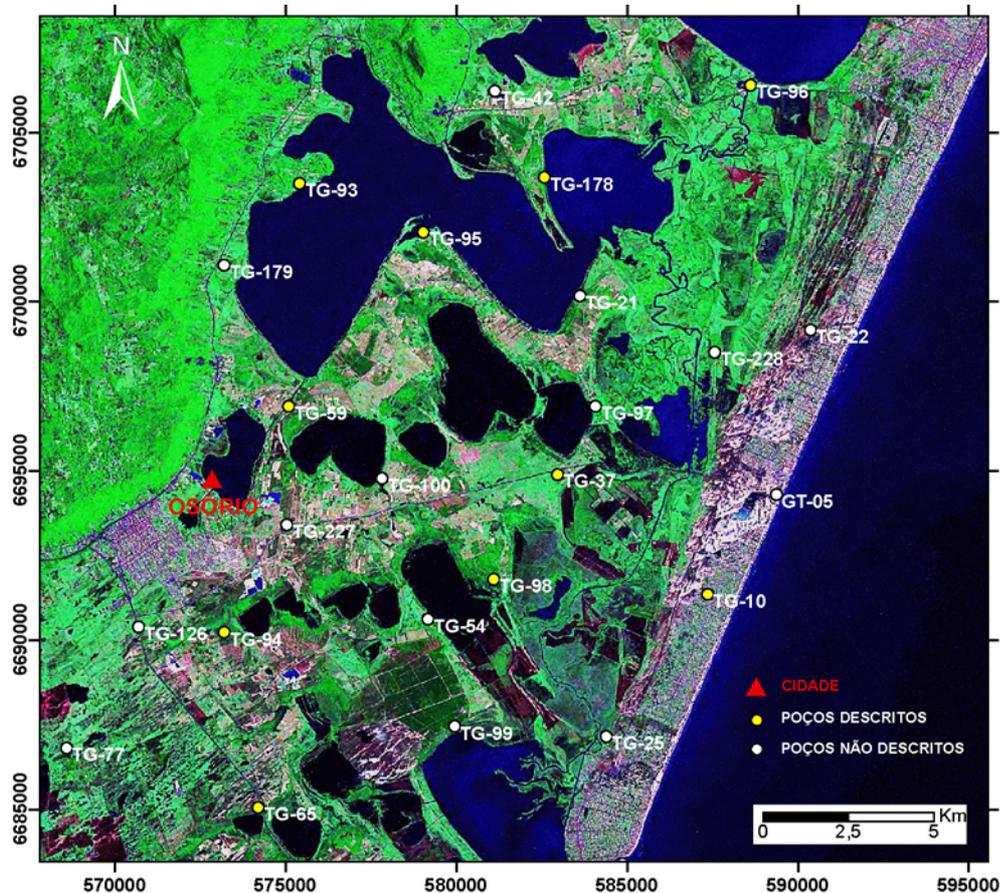


Figura 47 - Mapa de localização dos poços utilizados no trabalho. A região se localiza na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul e apresenta uma malha de sondagens relativamente densa, de 2 a 7 quilômetros, possibilitando correlações de boa acuracidade.

RESULTADOS

Associações de facies e sistemas deposicionais

A partir da descrição de cerca de 700m de testemunhos foram definidas dezesseis litofácies (Tabela 4), as quais foram agrupadas em seis associações de fácies (Figura 48). As fácies que agrupadas caracterizaram sistemas aluviais foram baseadas na denominação proposta por Miall (1996). A evolução estratigráfica da área é composta pela variação de

sistemas deposicionais continentais à parálidos, sendo descritos na base da sucessão sistemas aluviais de leques e fluviais com *overbank* bem desenvolvido, que gradam para um sistema lagunar/paludal associado com barreira litorânea que finalmente evoluem para um paleoambiente marinho raso dominado por ondas. O contexto da área é predominantemente transgressivo podendo ser identificados eventos progressivos de inundação em uma área costeira, todos inseridos em uma seqüência deposicional estratigráfica (Mitchum, 1977; Catuneanu, 2006). Abaixo serão caracterizadas as associações de fácies e dos sistemas deposicionais respectivos.

Tabela 4 - Descrição das fácies identificadas e interpretação do processo sedimentar associado.

NOME	LITOLOGIA/ESTRUTURAS	INTERPRETAÇÃO
Gmg	Conglomerado matriz suportado com gradação normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso de baixa coesão interna.
Gmm	Conglomerado maciço matriz suportado	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso de alta coesão interna ambiente oxidante.
Gem	Conglomerado maciço clasto suportado	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso laminar ou turbulento.
Gst	Conglomerado estratificado clasto suportado	Migração de barras cascalhosas 3d, 2d, preenchimento de pequenos canais.
D	Diamictitos	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso de alta coesão interna, ambiente redutor.
Sst	Arenito fino à grosso estratificado, cruzadas acanaladas e planares	Migração de dunas 3d e 2d preenchimento de pequenos canais.
Sr	Arenito fino com <i>ripples</i>	Migração de <i>ripples</i> , regime de fluxo inferior, marcas onduladas.
Sm	Arenito fino a médio maciço	Depósitos de fluxos hiperconcentrados.
Ss	Arenito fino a médio com estratificação cruzada <i>swash</i> de baixo ângulo.	Deposição sob regime de fluxo superior, influenciada pela variação da inclinação da superfície deposicional.
Ht	Heterolito com acamadamento <i>flaser</i> a <i>wavy</i> com mistura de <i>ripples</i> de corrente e onda.	Predominância de deposição de areias sob a influência de correntes com contribuição de ondas intercalada com decantação de sedimentos finos.
Htf	Heterolito com acamadamento <i>flaser</i> laminação ondulada truncada	Predominância de deposição de areias sob a influência de regime de ondas intercalada com decantação de sedimentos finos.
Htw	Heterolito com acamadamento <i>wavy</i> laminação ondulada truncada	Deposição de areias sob a influência de regime de ondas intercalada com decantação de sedimentos finos.
Htl	Heterolito com acamadamento <i>linsen</i> laminação ondulada truncada	Predominância de decantação de sedimentos finos intercalada com deposição de areias sob a influência de regime de ondas.
Fl	Arenito fino e pelitos laminados	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação.
Fm	Pelitos maciços	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados, ou pelitos marinhos de offshore (ambiente anóxico).
C	Carvão e pelitos carbonosos	Depósitos externos ao canal, pântanos vegetados.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A - LEQUES ALUVIAIS

Os leques aluviais são observados sempre na base da sucessão em áreas próximas a paleoaltos topográficos não aparentando ter grande extensão lateral e com pacotes de

espessuras não muito significativas de no máximo 10m (Figura 49). As facies conglomeráticas sustentadas pela matriz ou pelos clastos são características de fluxos de detritos plásticos a pseudoplásticos com granulometria predominante em seixos apresentando oxidação. A análise de algumas características das fácies, como maturidade textural, seleção e granulometria permitiu supor que os depósitos se situam em porções intermediárias à distais do leque, já sofrendo retrabalhamento por corpos d'água e sistemas fluviais adjacentes.

ASSOCIAÇÃO DE FACIES B/C- FLUVIAL (CANAL E PLANÍCIE)

Facies conglomeráticas e arenosas com estratificação cruzada que gradam para pelitos caracterizam um sistema fluvial com depósitos de *overbank* bem desenvolvidos. Nas sondagens descritas as facies de canal fluvial não são muito expressivas, ocorrendo apenas entre a porção basal e intermediária do intervalo de estudo (Figura 49). Nas porções basais podem estar geneticamente ligadas à associação de leques aluviais, sendo estes os principais contribuidores no suprimento sedimentar para os cursos fluviais em porções proximais. Os depósitos de canal constituem uma sucessão vertical de fácies em ciclos de gradação normal com base erosiva. Os ciclos apresentam espessuras variando de 2 a 6 metros. De modo geral estes ciclos gradam até fácies heterolíticas e pelíticas e se intercalam com intervalos de finos, evidenciando uma sucessão vertical de facies de sistema fluvial meandrante, com depósitos de planície fluvial chegando até 10m de espessura. Para o topo de seção a tendência é de diminuição de canais fluviais devido à mudança paleoambiental relacionada ao evento transgressivo, com mudança para ambientes costeiros.

ASSOCIAÇÕES DE FACIES D – SISTEMA LAGUNAR/PALUDAL- ESTUARINO

Fáceis pelíticas, carbonosas e heterolíticas associadas permitiram o reconhecimento de um sistema estuarino fechado ou parcialmente aberto (Reinson, 1992), o qual periodicamente, através de variações do nível de base de alta frequência, se modificava espacialmente e verticalmente, apresentando áreas pantanosas de turfeiras e corpos d'água adjacentes. Este sistema ocorre na porção intermediária da sucessão stratigráfica apresentando no geral espessuras em torno de 20 metros onde são observadas as camadas de carvão mais espessas, atingindo em média dois a três metros. Os leitos de carvão ocorrem intercalados com pelitos carbonosos e siltitos no início e meio do trato de sistemas transgressivo (Figura 49) e entre os sistemas marinhos conforme ocorre o avanço da linha de costa, evidenciado por facies

heterolíticas com estruturas de corrente e onda observadas em porções mais distais e no topo do intervalo lagunar. Esta facies observada em diversos poços tem um padrão de distribuição paralelo à paleolinha de costa e pode estar indicando uma primeira influência marinha de um ambiente dominado por ondas com atuação de correntes litorâneas paralela a costa.

ASSOCIAÇÃO DE FACIES E – SISTEMA DE FORESHORE/SHOREFACE SUPERIOR

A barreira litorânea é representada pela associação de facies Ss e Htf (Figura 48). Apresenta espessuras de um a quatro metros não tendo boa preservação no registro. Estima-se que a barreira fosse alongada na direção SW-NE ocorrendo na porção NW da área. Esta associação está intimamente ligada ao sistema lagunar estuarino ambos sendo contemporâneos, indicando um contexto paleogeomorfológico de barreira-laguna. As facies típicas de barreira correspondem a arenitos finos bem selecionados com estratificação cruzada de baixo ângulo (*swash cross stratification*, a qual é decorrente do espraiamento de ondas na zona de praia com perfil deposicional com diferentes inclinações). Facies heterolíticas com acamadamento *flaser* e laminação ondulada truncada podem estar representando já uma zona de transição entre o *shoreface* superior e inferior.

ASSOCIAÇÕES DE FACIES F – SISTEMA SHOREFACE INFERIOR/OFFSHORE

Heterolitos com laminação ondulada truncada marcam a definitiva entrada do sistema marinho dentro do contexto transgressivo. As facies de *shoreface* inferior podem ser subdivididas em proximal e distal ocorrendo no intervalo superior da seqüência deposicional. As facies apresentam acamadamento *wavy* e *linsen* e ocorrem intercaladas com camadas pouco espessas (até 2 metros) de pelitos escuros de *offshore* que materializam a inundação máxima do sistema marcando a passagem do trato de sistemas transgressivo para o trato de sistemas de nível alto. A espessura destes depósitos é de 10 m até 25m e constituem sucessões progradacionais (parasseqüências) de plataforma marinha dominada por onda (Figura 48, foto AF-F).

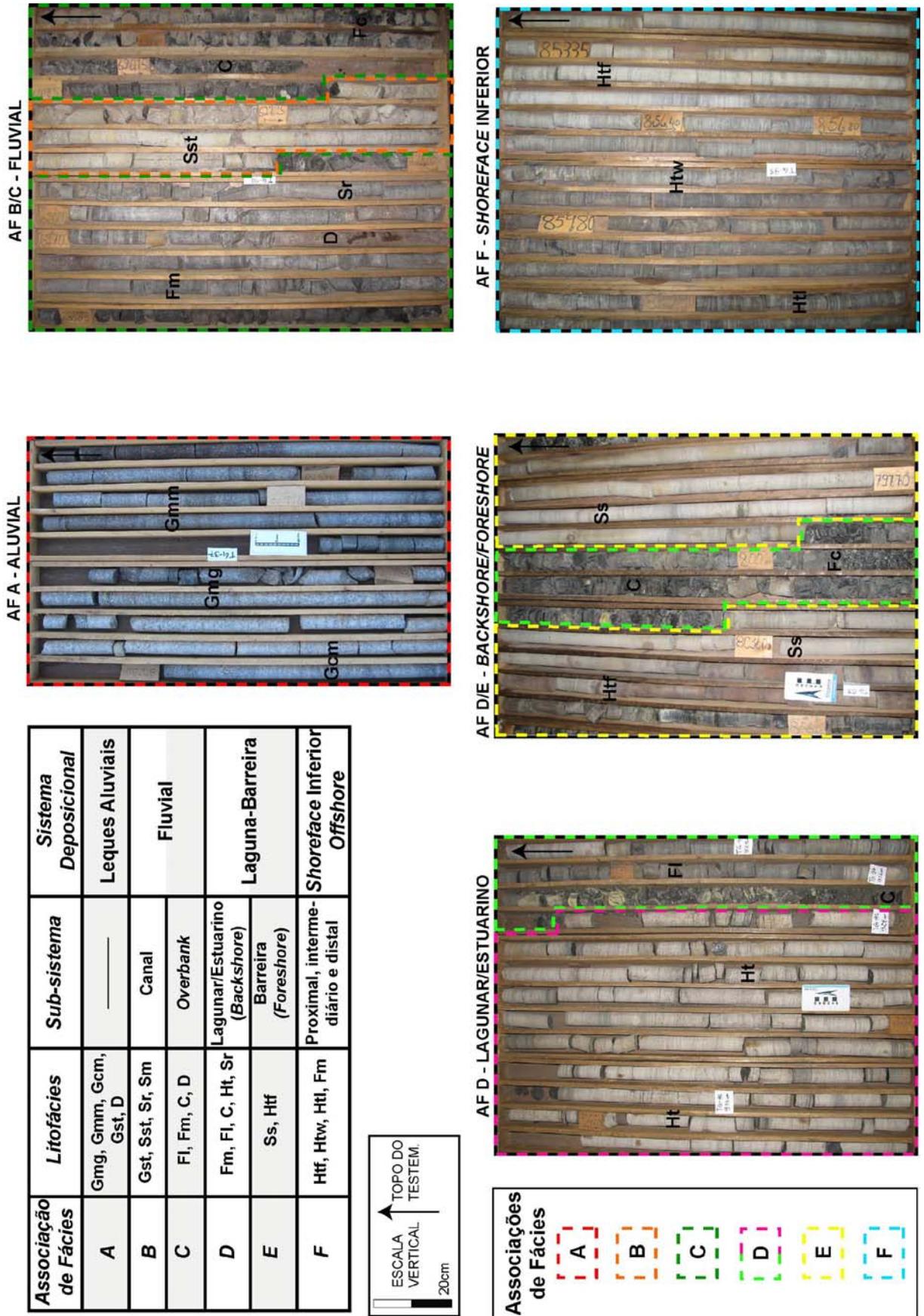


Figura 48 - Tabela das associações de fácies e interpretação dos sistemas deposicionais. Fotos dos testemunhos mostrando as fácies descritas.

Arcabouço estratigráfico

O arcabouço estratigráfico foi definido com base nas premissas da estratigrafia de seqüências *sensu* Catuneanu (2006). Através de seções de correlação (Figura 49) dos poços mapas da distribuição areal e temporal de facies (Figuras 50 e 51) foi possível o reconhecimento de uma seqüência deposicional na qual evolução estratigráfica se deu predominantemente em um contexto transgressivo. O reconhecimento de padrões de empilhamento revelou o predomínio de uma retrogradação caracterizando o trato de sistemas transgressivo (TST) como o mais expressivo da seqüência, a qual também é composta pelos tratos de sistemas de nível baixo (TSNB) e trato de sistemas de nível alto (TSNA) de menor expressividade. Tratos de sistemas de regressão forçada não foram reconhecidos.

Para o reconhecimento dos padrões de empilhamento foram mapeados os elementos fundamentais que compõem os tratos de sistemas e conseqüentemente as seqüências deposicionais. Estas unidades básicas correspondem as parasseqüências, definidas por Mitchum & Van Wagoner (1991) como uma sucessão relativamente concordante de camadas e conjunto de camadas geneticamente relacionadas limitadas por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlatas. Através dos padrões de empilhamento das parasseqüências (PS) foram definidas as superfícies-chave que compuseram o arcabouço estratigráfico. A distribuição dos sistemas deposicionais demonstrou que o eixo deposicional *dip* da área varia de norte a noroeste.

O limite basal da seqüência deposicional é de fácil reconhecimento e corresponde ao rebaixamento do nível de base de grande magnitude que coincide com o limite entre as unidades litoestratigráficas Grupo Itararé e Fm. Rio Bonito. Este limite caracteriza um hiato temporal marcado por uma mudança abrupta de fácies com a entrada erosiva de arenitos e conglomerados fluviais sobre arenitos e ritmitos marinhos do Grupo Itararé. Contudo, apenas em calhas tectônicas (situação dos poços TG-59 e TG-96), onde esta unidade está preservada, observa-se o limite erosivo, sendo que na maior parte dos poços o limite basal da seqüência é caracterizado por uma não-conformidade com o embasamento cristalino (Figura 49).

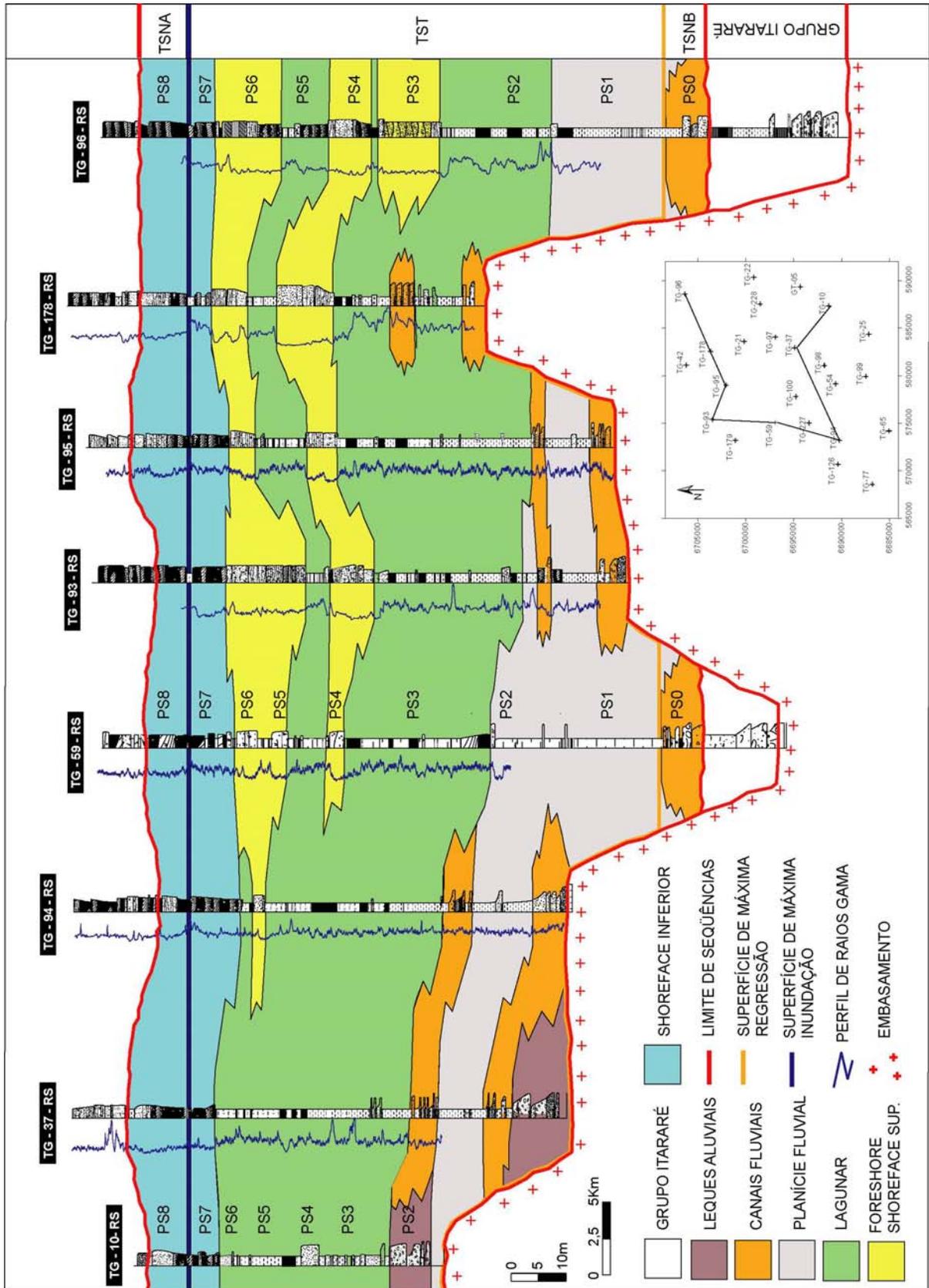


Figura 49 - Seção estratigráfica (*dip à strike*) com o arcabouço proposto tendo como *datum* a superfície de inundação máxima. Além das parassequências a seção também mostra o empilhamento vertical dos sistemas deposicionais.

O limite superior da seqüência tem características distintas do limite basal especialmente por não apresentar uma mudança abrupta de fácies estando relacionado possivelmente a um rebaixamento do nível de base de menor magnitude. É caracterizado como um nível de brechas carbonáticas em meio à sucessão marinha, como já abordado pelo trabalho de Holz (1997), o qual descreve brechas com estruturas de *birdseyes* que seriam indicativas de rebaixamento do nível do mar com eventual exposição subaérea.

A evolução geológica da área foi claramente influenciada por uma configuração tectônica pré-existente. Calhas deposicionais controladas tectonicamente atuavam como sítios de deposição local desde o Carbonífero, onde nessas áreas se desenvolveram paleo-fiordes no período glacial correspondente ao Grupo Itararé (Holz, 1997). Na área de estudo a preservação dos sedimentos do TSNB está condicionada a zonas de calhas, sendo que externamente as mesmas não são mapeados sedimentos relacionados a este trato. Neste caso os estratos relacionados ao TST ocorrem diretamente sobre o embasamento, que é progressivamente transgredido com a subida do nível de base.

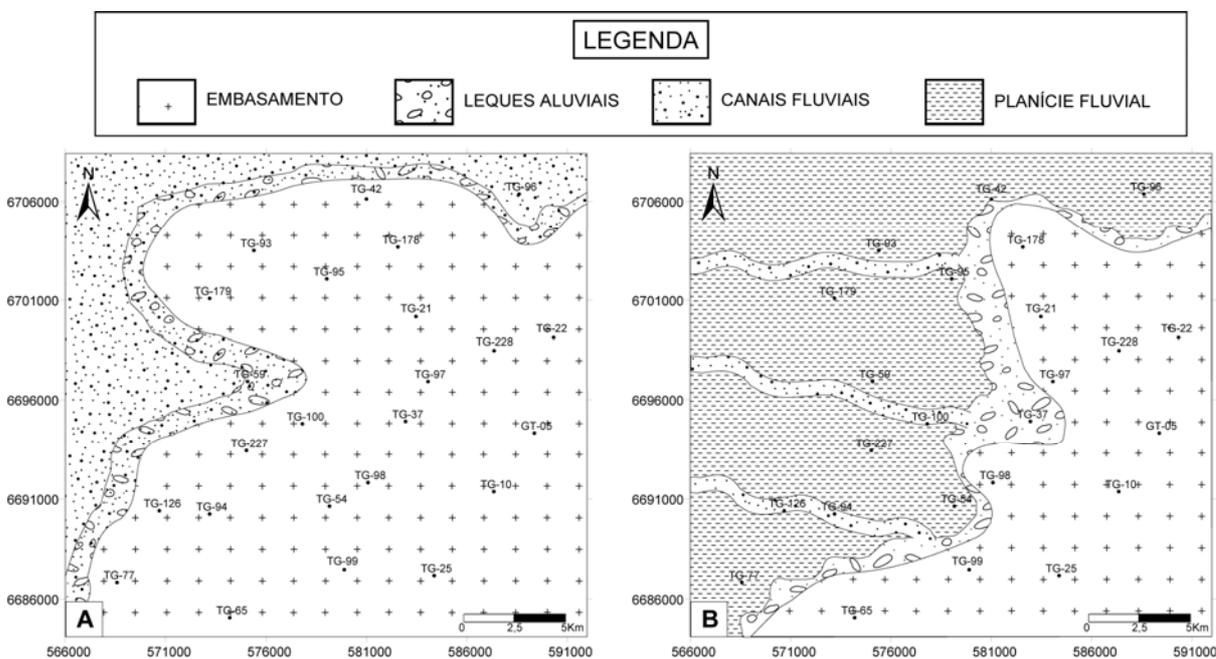


Figura 50 - Mapas de distribuição de sistemas deposicionais. A- Mapa de ocorrência dos leques aluviais e sedimentos do trato de sistemas de nível baixo restrito aos poços TG-59 e TG-96 que estão situados em calhas tectônicas, referente à PS-0. B- Mapa da PS-1 já no trato de sistemas transgressivo mostrando o avanço da sedimentação fluvial na área. O sistema fluvial é representado como um sistema com áreas de *overbank* bem desenvolvidas.

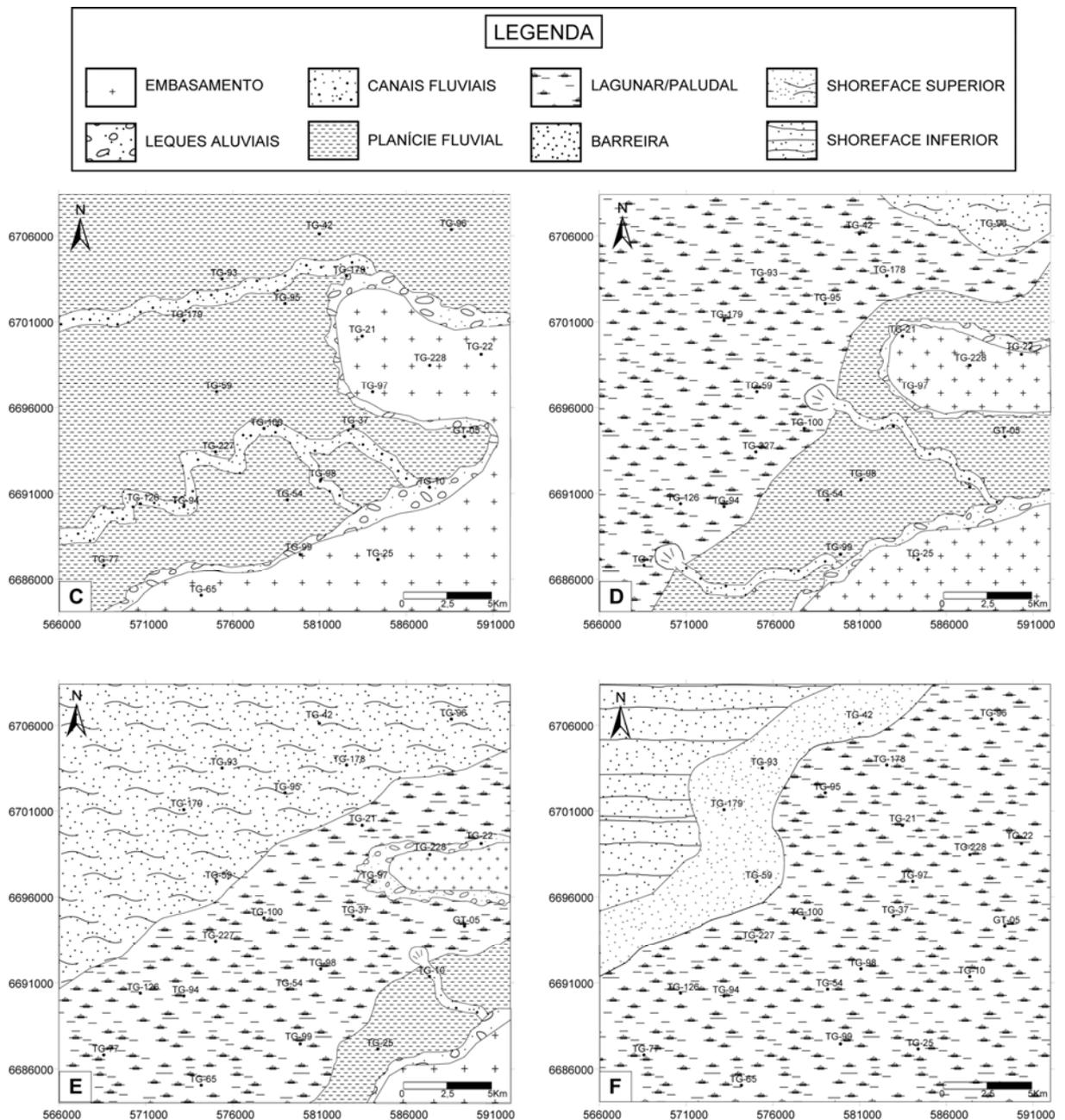
O TSNB é pouco espesso sendo caracterizado por sedimentação aluvial com depósitos conglomeráticos e arenosos com formação restrita de turfeiras. O TST é marcado primeiramente pelo desenvolvimento de um sistema fluvial estabilizado com depósitos de *overbank* bem desenvolvidos com formação de pequenas áreas de turfeiras. A superfície estratigráfica que marca a passagem do TSNB para o TST é a superfície de máxima regressão (Catunenau, 2006) e foi interpretada a partir da mudança da tipologia do sistema deposicional aluvial com depósitos fluviais essencialmente arenosos para um sistema fluvial com planície de inundação bem desenvolvida (Figura 50). A contínua subida do nível de base e aumento de espaço de acomodação levou à colmatação do sistema fluvial que é sucedido por um sistema costeiro do tipo barreira/laguna. Neste estágio há uma grande expansão das turfeiras formadoras de carvão. A ocorrência de carvão intercalado com siltitos e pelitos carbonosos leva a interpretação de um paleoambiente composto por zonas de formação turfeiras lateralmente associadas a corpos lagunares onde o maior espaço de acomodação em relação à produção de matéria orgânica e por vezes o influxo de clásticos não permitiu a formação de carvão. Esta relação se repete também no empilhamento vertical podendo, portanto, ser atribuída à ação conjunta de controles alocíclicos (variações do nível de base de alta frequência) e controles autocíclicos como produção de matéria orgânica e influxo de clásticos. Desta forma, a retrogradação da barreira litorânea e inundações marinhas que marcam limites de parasseqüências em porções distais se refletem como um afogamento da turfeira em porções continentais, sendo assim interpretadas como limites de parasseqüências. No estágio final do TST ocorre o avanço do sistema marinho em toda área, sendo registrado pela entrada de heterolitos com estruturas de onda e corrente.

Os mapas de distribuição de sistemas deposicionais (Figuras 50 e 51) demonstram a evolução do TST em sete estágios diferentes correspondentes às parasseqüências (PS) com padrão de empilhamento retrogradacional (Figura 49). No início do trato as parasseqüências são mais espessas e conforme avança a inundação marinha se tornam mais delgadas em função do progressivo aumento da taxa de acomodação. Os mapas B, C, D e E (PS1, PS2, PS3, PS4) das figuras 50 e 51 refletem o forte contexto transgressivo da porção basal e intermediária do trato. Nos mapas F e G (PS5 e PS6) o padrão predominante tende a ser mais agradacional com acumulação e preservação dos depósitos de barreira litorânea, e somente no estágio referente a última parasseqüência (PS7) do trato, mapa G, é que ocorre a definitiva invasão do sistema marinho na área. Destas observações interpreta-se que nos intervalos de tempo das PS5 e PS6 a subida no nível relativo do mar se deu mais lentamente que nos demais estágios, o que ocasionou uma menor taxa de criação de espaço em relação aos

estágios anteriores (sendo neste caso a criação de espaço controlada basicamente por variações do nível relativo do mar), assim, o padrão agradacional observado (figuras 49 e 51) representa uma equalização entre as taxas de criação de espaço e aporte sedimentar. A distribuição e espessura das camadas de carvão também variam de acordo com o espaço de acomodação. As camadas de carvão mais basais se formaram no período inicial a mediano do TST (tempo relativo às PS 3 e 4) e apresentam em média as maiores espessuras, variando de 2-4m, enquanto que as camadas da porção intermediária a final do trato transgressivo são de espessura menor que um metro. Quanto à continuidade das camadas interpreta-se que as camadas de maior espessura tenham tendência a apresentar certa continuidade, entretanto, nem as camadas mais espessas apresentam-se contínuas ao longo de uma boa parte da área de estudo. As seções de correlação sugerem que estas as camadas apresentem uma geometria em cunha com afinamento lateral. O empilhamento das camadas é *backstepping* resultando em um conjunto de níveis carbonosos acunhados sobrepostos separados por depósitos de finos de siltitos, folhelhos e/ou folhelhos carbonosos. As camadas mais finas do final do TST (PS 5 e 6) são preferencialmente descontínuas com pouca extensão areal. O resultado da relação taxa de produção da turfeira x taxa de acomodação abordada pelo trabalho de Bohacs & Suter (1997) pode ser reconhecido no caso de estudo. O modelo dos autores propõe camadas mais espessas e isoladas para a porção inicial do TST, e camadas mais finas e descontínuas na porção intermediária do TST (PS5 e 6). Como explicado acima esta relação também é observada na área de estudo, e indica uma variação no sentido de aumento da acomodação, fato que é esperado na evolução do trato de sistemas transgressivo. Uma questão interessante, entretanto, é que justamente no estágio das PS5 e 6 é observado um padrão agradacional dos sedimentos clásticos, evidenciado pelo empilhamento e preservação de sedimentos de barreira litorânea. A equalização das taxas de aporte e acomodação observada para a costa não parece se reproduzir nas zonas de turfeiras, já que as camadas de carvão observadas são delgadas e descontínuas sem extensão areal. A causa desta sutil diferença provavelmente está relacionada à taxa de produtividade da turfeira, que mesmo em uma situação de menor acomodação não consegue ter a produção de matéria orgânica necessária para sua expansão e crescimento. Este fato pode estar relacionado com a influência marinha cada vez mais presente na área, ocasionando influxo de água salgada e de clásticos em zonas anteriormente protegidas.

O modelo dos autores supracitados propõe ainda padrões de ocorrência de carvão para os demais tratos, porém a sucessão carbonosa significativa da área ocorre basicamente no TST. A superfície de inundação máxima foi interpretada em pelitos de *offshore* mapeados em diversos poços e marca a passagem para o TSNA.

O trato de sistemas de nível alto é pouco desenvolvido sendo composto por apenas uma parasseqüência (PS8) e assim não foi possível observar claramente seu padrão de empilhamento. Foi identificado através dos depósitos marinhos de *shoreface* superior e inferior que ocorrem acima de pelitos de *offshore* os quais foram interpretados como um intervalo pouco espesso que materializa a superfície de inundação máxima. O TSNA em muitos poços apresenta-se parcialmente erodido pelo evento de rebaixamento que gerou o limite de seqüências superior. Diferentemente das fácies heterolíticas marinhas do trato transgressivo, as fácies do TSNA tem uma tendência a serem mais arenosas, pertencendo a uma zona mais proximal da plataforma.



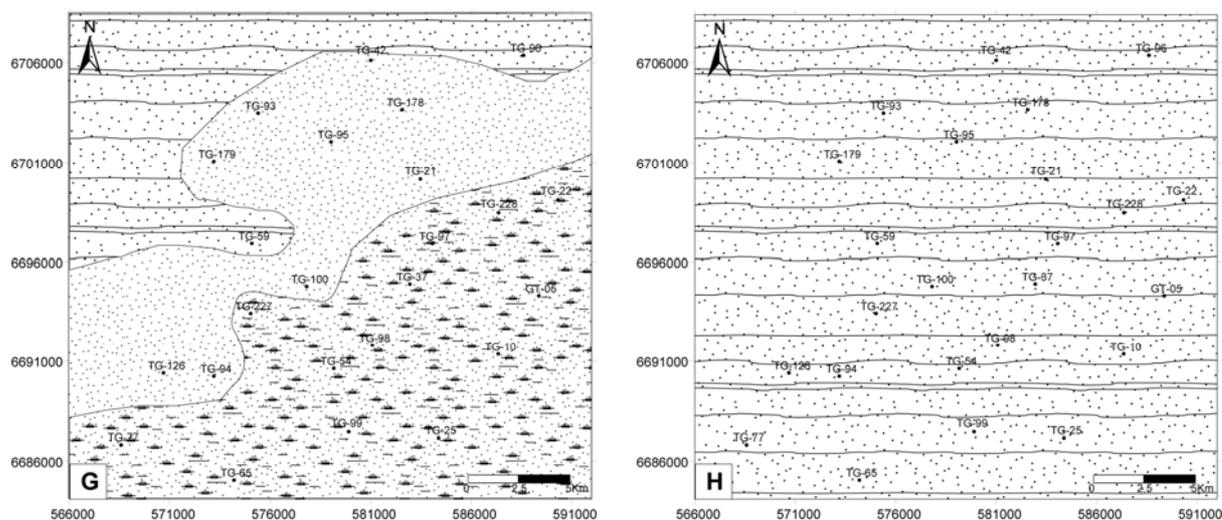


Figura 51 - Mapas de distribuição de sistemas deposicionais mostrando o avanço da transgressão no TST. C- Mapa referente à PS-2 mostrando o avanço da sedimentação para áreas do embasamento quando comparado ao mapa B. D - Instalação do sistema lagunar da PS-3 e primeira influência marinha na área do poço TG-96. E – PS-4 ainda com depósitos lagunares expressivos e mostrando o avanço da sedimentação marinha de *shoreface* na área. F – Registro da barreira litorânea na PS-5, associada com os depósitos lagunares, mapa G (PS-6) leve retrogradação da barreira e dos depósitos de *shoreface* na área. H- inundação marinha total na área, intervalo de tempo referente à PS-7 última unidade mapeada no TST.

Geologia estrutural

A análise estrutural através de modelos de elevação digital de terreno e mapas de estruturais do embasamento revelou a predominância de lineamentos com *trends* NE e NW (Figura 52). A individualização de blocos estruturais se deu por falhamentos normais que imprimiram uma forte compartimentação na área, a qual pode ser comprovada pela diferença de profundidade do embasamento entre as sondagens. O padrão estrutural de falhamento pode ser visualizado nas seções estruturais (Figuras 53 e 54) onde se observa escalonamento de blocos para norte, com diferenças de profundidade do embasamento que chegam até a 600m (Figura 52). Este aprofundamento da sucessão carbonosa, entre profundidades entre 400m e 1000m foi determinante no aumento local do *rank* de reflectância da vitrinita dos carvões da Jazida de Santa Terezinha, quando comparado às demais jazidas do estado do Rio Grande do Sul. De modo geral a sucessão se aprofunda de S-NNE da área, entretanto a alteração das camadas de carvão devido à presença de soleiras de diabásio restringiu preliminarmente parte da jazida para preservação de acumulações de CBM.

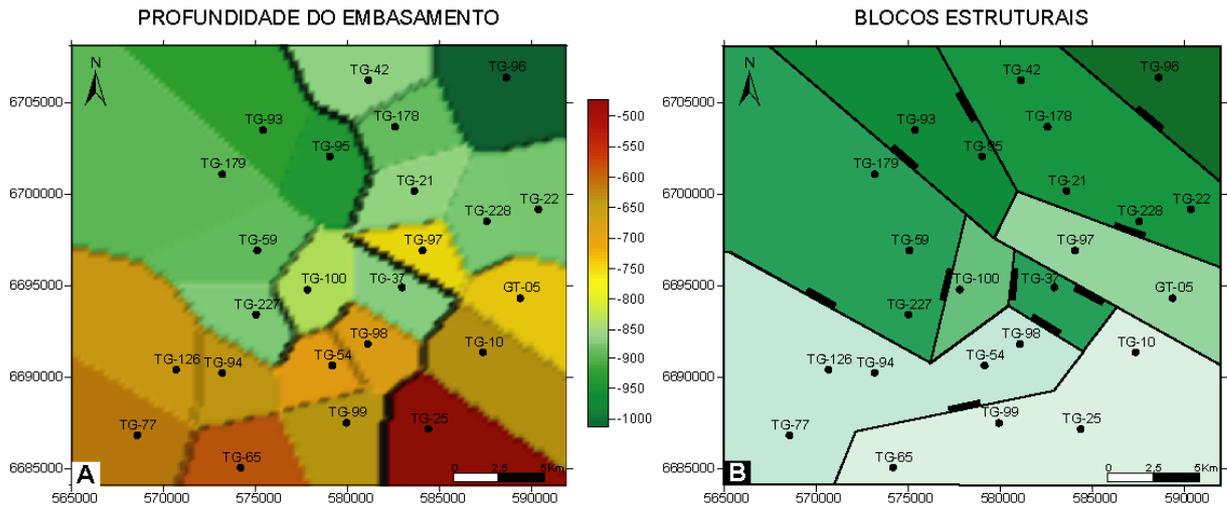


Figura 52 - Mapas da estruturação do embasamento. A: mapa gerado a partir de interpolação das profundidades dos poços utilizando o método *nearest neighbor*, representando a profundidade em cota do embasamento e ressaltando os desníveis existentes entre os poços. B: é uma figura esquemática mostrando a disposição dos blocos do embasamento, cores mais claras indicam embasamento mais raso e mais escuras mais profundo.

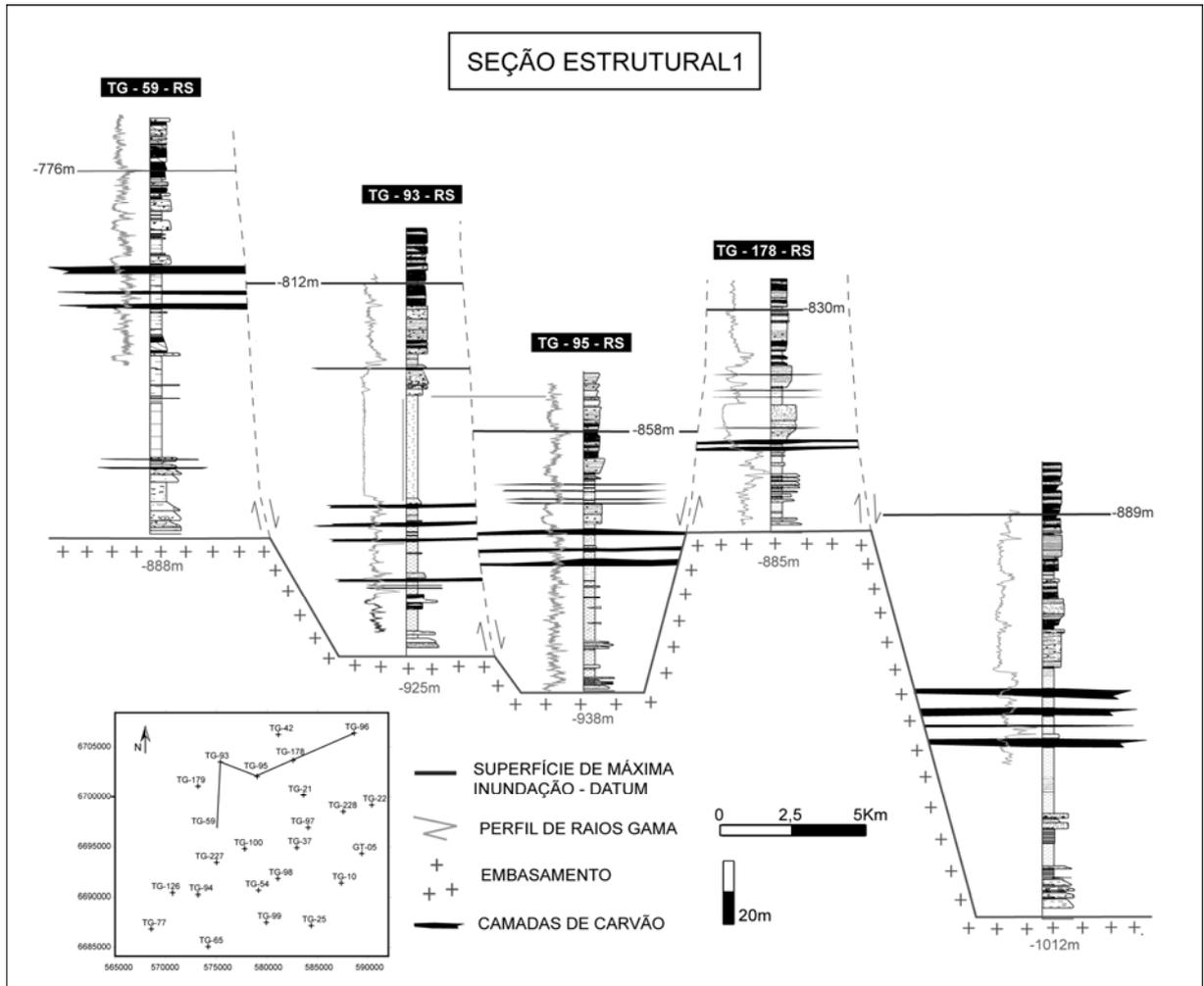


Figura 53 - Seção estrutural da porção norte da área mostrando a compartimentação das camadas de carvão.

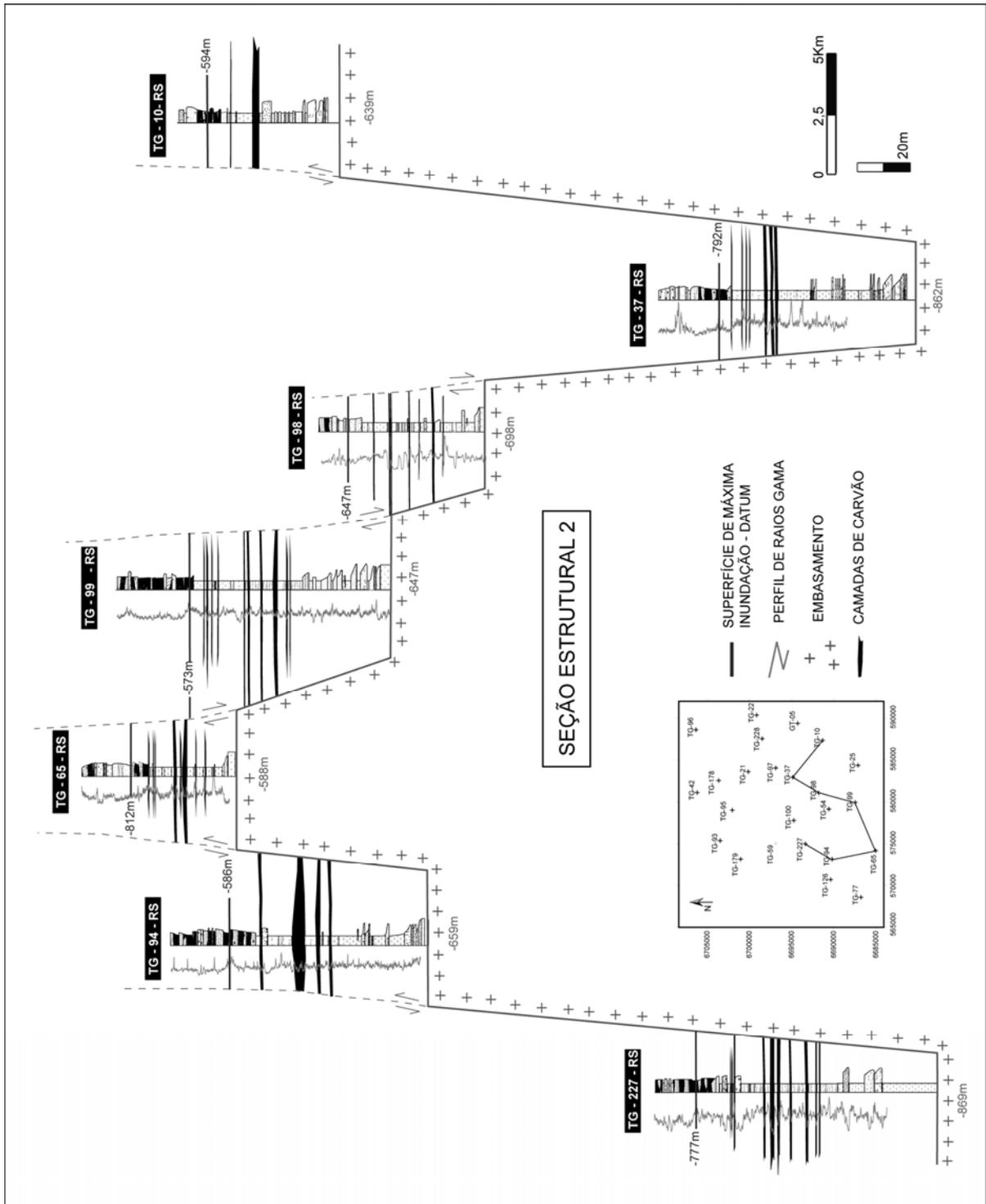


Figura 54 - Seção estrutural mostrando a compartimentação das camadas de carvão e o grande desnível do embasamento entre os poços.

DISCUSSÃO

De modo geral praticamente toda área da Jazida de Santa Terezinha apresenta potencial para geração de CBM. Entretanto, a presença de soleiras de diabásio restringiu algumas zonas. Localmente o aumento do fluxo térmico foi registrado por altos valores de reflectância da vitrinita de até 5%, elevando o *rank* das camadas de carvão de betuminoso alto volátil para semi-antracita a antracita (Kalkreuth *et al.*, 2006). O mapa de ocorrência e espessura de diabásio (Figura 55) evidencia zonas não favoráveis em primeira análise para CBM. A área mais favorável para início da exploração de CBM pôde ser determinada através da integração dos dados estratigráficos (espessura das camadas de carvão) e de ocorrência de diabásio.

O mapa de espessura de carvão (Figura 55) mostra a porção oeste da área com maiores espessuras cumulativas de 8 à 12m. Quando se analisa o mapa de espessura de diabásio observa-se que parte da área oeste com boas espessuras está preliminarmente comprometida pela presença de diabásio (Figura 55), entretanto, a área em que estão situados os poços TG-65, TG-99, TG-94, TG-227, TG-59 e TG-179 apresenta a situação mais favorável da jazida, com boas espessuras de carvão e ao mesmo tempo sem grandes influências das soleiras de diabásio (Figura 56). A profundidade das camadas de carvão nestes poços é satisfatória, variando de 600m até mais de 800m. A compartimentação estrutural das camadas é expressiva com diferenças de até 200m de rejeito entre estes poços (Figura 54), e deve ser cuidadosamente avaliada em um projeto de exploração. As demais áreas também foram classificadas quanto ao seu potencial de exploração (Figura 56). Os critérios para avaliação de potencialidade consistem basicamente em profundidade e espessura do carvão e ocorrência de soleiras de diabásio, entretanto, uma caracterização estrutural mais detalhada deve ser realizada no que diz respeito à capacidade de liberação ou selamento de gás nas zonas de falha e faturas, assim como estudos geoquímicos para avaliar a capacidade de desorção de metano das camadas de carvão.

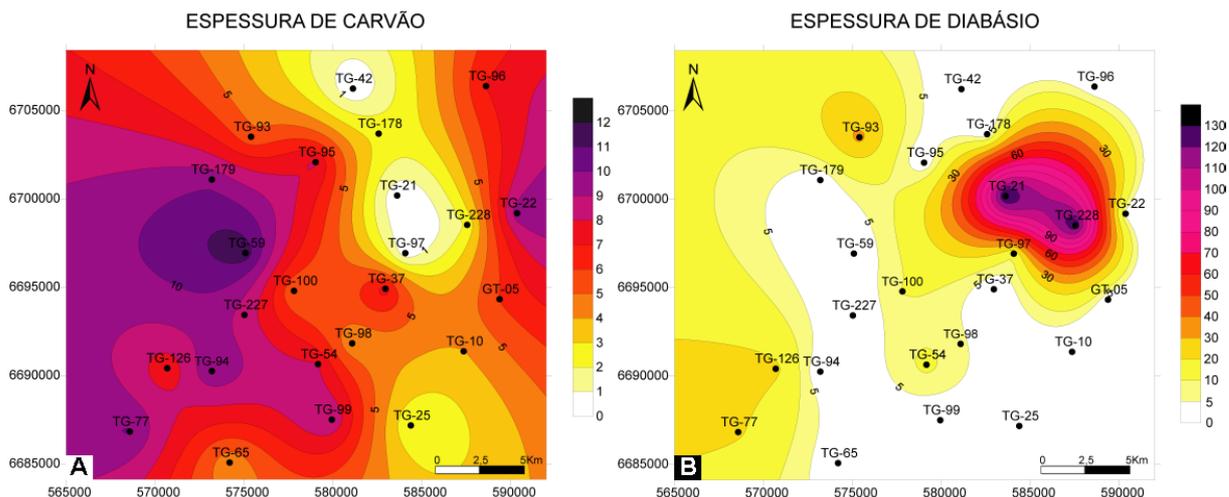


Figura 55 - Em mapa A de espessura cumulativa de carvão. B: mapa de espessura total de diabásio. O método de interpolação utilizado foi *Kriging*.

Em termos estratigráficos, a sucessão como um todo apresenta as camadas mais espessas de carvão na porção intermediária do TST, mais precisamente nos intervalos correspondentes às parassequências 3 e 4 (Figura 49) em um paleoambiente lagunar/paludal com alta produtividade de matéria orgânica. Em um projeto de exploração este intervalo seria o principal alvo, pois apresentaria maior chance de ter gerado quantidades de gás significativas.

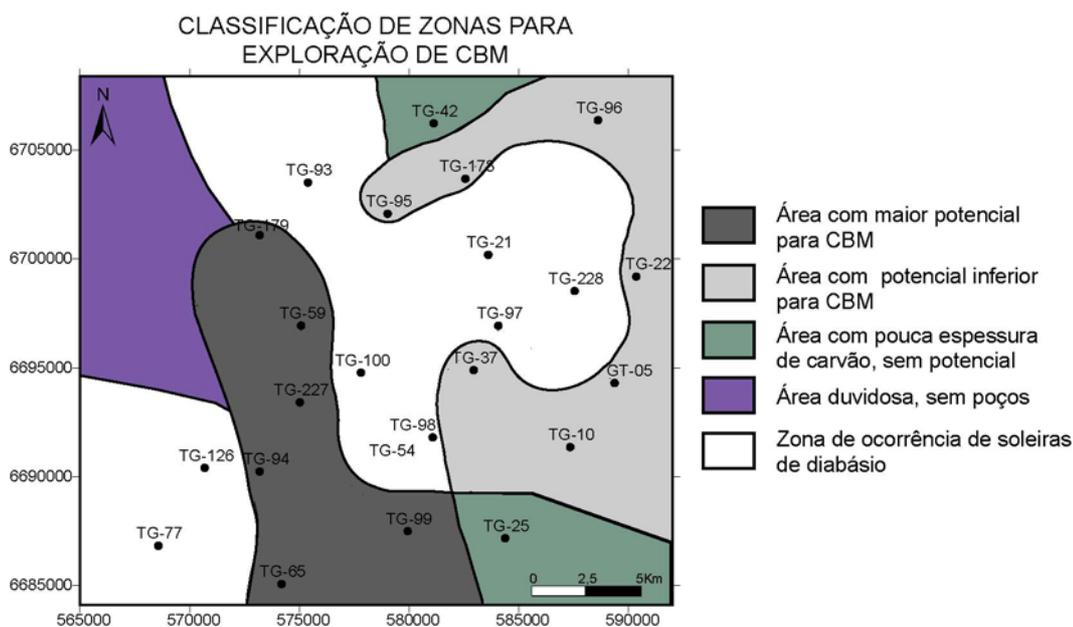


Figura 56 - Mapa esquemático mostrando a classificação de zonas preferenciais ou não para exploração de CBM na Jazida de Santa Terezinha.

CONCLUSÕES

A partir deste estudo pôde se concluir que uma análise estratigráfica consistente aliada com a interpretação da geologia estrutural são os elementos básicos para o entendimento da evolução geológica e compartimentação atual de uma jazida de carvão. A integração de dados possibilitou a caracterização completa do intervalo portador de carvão e forneceu elementos para o direcionamento exploratório para CBM na área em questão. A partir dos resultados deste estudo e estudos anteriores pode-se concluir que:

- 1) A Jazida de Santa Terezinha possui características que a classificam como a melhor jazida brasileira para exploração de CBM, inclusive com estudos anteriores comprovando eficiência de geração de gás (Kalkreuth *et al.*, 2008);
- 2) A formação de carvão se deu em um paleoambiente parálico tipo lagunar/paludal associado com barreira litorânea em um contexto transgressivo;
- 3) O intervalo carbonoso foi compreendido em uma seqüência deposicional ocorrendo preferencialmente no trato de sistemas transgressivo desta seqüência, sendo o TST indiscutivelmente a melhor porção da seqüência estratigráfica para exploração de carvão.
- 4) Os estratos das parasseqüências 3 e 4 apresentam as maiores espessuras de carvão, e correspondem ao intervalo estratigráfico com maior potencial econômico da jazida.
- 5) O padrão estrutural de abatimento de blocos conferiu a jazida um posicionamento de baixo estrutural em relação às demais jazidas brasileiras. Falhamentos normais com escalonamento de blocos e rejeitos verticais que chegam até 600m dentro da jazida posicionam a sucessão entre 400m e 100m de profundidade, fato que propiciou a geração de metano.
- 6) As características geoquímicas descritas na literatura para os carvões da Jazida de Santa Terezinha como *rank* e constituintes macerais são em primeira análise razoáveis para geração de CBM.
- 7) A análise integrada dos dados permitiu o reconhecimento de uma zona preferencial para exploração de CBM, correspondente à área dos poços TG-99, TG-94, TG-227 e TG-59, além da classificação preliminar para potencialidade de CBM nas demais áreas.

Apesar da grande quantidade de poços existentes na área os mesmos foram perfurados há muitos anos (década de 80) e para a correta avaliação do potencial de geração e

de desorção de gás na jazida são necessárias novas perfurações para aquisição de dados geoquímicos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PRH-12- ANP (Agência Nacional do Petróleo Gás Natural e Biocombustíveis) pelo apoio financeiro para realização deste trabalho através da bolsa de mestrado para J. Casagrande, e à CPRM – Serviço Geológico do Brasil por permitir gentilmente a descrição dos testemunhos utilizados no estudo. M. Holz agradece ao CNPq por bolsa de produtividade em pesquisa (processo 300866-2008-9).

Referências

- Bohacs, K., Suter, J., 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples. *AAPG Bulletin* 81:1612–1639.
- BP Statistical Review of World Energy 2009. Natural Gas Reserves. Disponível em <http://www.bp.com/sectiongenericarticle.do?categoryId=9023779&contentId=7044843>, Acessado em 09 dez 2009.
- Bustin, R.M. & Clarkson, C.R., 1998. Geological controls on coalbed methane reservoirs capacity and gas content. *International Journal of Coal Geology*, 38:3-26.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam. 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, Nummedal, J.E., Pomar, D. L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker M.E., Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92:1-33.
- Diessel, C.F.K., 1992. *Coal-Bearing Depositional Systems*. Springer, Berlin, 721 pp.
- Flores, R.M. 1998. Coalbed methane: From hazard to resource. *International Journal of Coal Geology*, 35:3-26.
- Gomes, A.J.P.; Cruz, P.R.; Borges, L.P. 2003. Recursos Minerais Energéticos: Carvão e Urânio. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M. & Gonçalves, J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica Recursos Minerais do Brasil*. Editora da Universidade de Brasília, CPRM. p.: 577-628.

- Holz, M., 1997. Early Permian Sequence stratigraphy and paleophysiography of the Paraná Basin in northeastern Rio Grande do Sul state, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69(4): 521-543.
- Holz, M. & Carlucci, R. 2000. Litoestratigrafia, Estratigrafia de Seqüências e Evolução Paleofisiográfica da zona de borda da bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edição CIGO/UFRGS. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.: 303-320.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Ianuzzi, R. & Rohn, R. 2009. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, in press.
- Kalkreuth, W. & Holz, M. 2000. The coalbed methane potential of the Santa Terezinha coalfield, Rio Grande do Sul, Brazil. *Rev. Brasileira de Geociências*, 30(3): 342-345.
- Kalkreuth, W., Holz, M., Kern, M., Machado, G., Mexias, A., Silva, M.B., Willett, J., Finkelman, R., Burger, H. 2006. Petrology and chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 1. Santa Terezinha, Leão-Butiá and Candiota Coalfields, Rio Grande do Sul, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 68:79-116.
- Kalkreuth, W.; Holz, M.; Casagrande, J.; Cruz, R.; Oliveira, T.; Kern, M.; Levandowski, J. & Rolim, S. 2008. O Potencial de Coal Bed Methane (CBM) na jazida de Santa Terezinha – modelagem 3D e avaliação do poço de exploração CBM001-ST-RS. *Revista Brasileira de Geociências*. 38 (2-suplemento): 3-17.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, 582 pp.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 225p.
- Milani, E. J. & Ramos, V. A. 1998. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 473-484.
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A.; Fernandes, L.A.; França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 15(2): 265-287.
- Mitchum Jr., R.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy— Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, p.: 205–212.
- Mitchum, R.M.Jr. & Van Wagoner, J.C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70 (1991): 131-160.
- Murray, D.K., 1991. Coal bed methane; natural gas resources from coal seams. In: Peters, D.C. (ed.). *Geology in Coal Resource Utilization, Tech Books*, United States, p.: 97–103.

- Murray D. 1996. Coalbed methane in the U.S.A.: analogues for worldwide development. In: Gayer, R. e Harris, I. (eds.) Coalbed methane and Coal Geology, *Geological Society Special Publication No. 109*, p.: 1-12.
- Pashin, J.C. 1998. Stratigraphy and structure of coalbed methane reservoirs in the United States: An overview. *International Journal of Coal Geology*, 35: 209-240.
- Thakur, P.C, Little, H.G. & Karis W.G. 1996. Global coalbed methane recovery and use. *Energy Convers. Mgmt.*, 37:789-794.
- Reinson, G.E. 1992. Transgressive Barrier Islands an Estuarine Systems. In: Walker, R.G. & James, N.P.(eds.). *Facies Models: response to sea level changes*. 1 ed. Geological Association of Canada. p.: 179-194.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S. & Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S.; Kendal, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.) *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Geology, p.: 39-45 (Special Publication n. 42).
- White, I.C., 1908. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil, 1 de julho de 1904 a 31 de maio de 1906. Editor Fat-Similar 7th Gondwana Symp., São Paulo, 1988, DNPM.

6. SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A integração da análise estratigráfica e estrutural foi determinante na caracterização do intervalo Eo-Permiano portador de carvão. Abaixo serão resumidas as principais interpretações do trabalho, bem como a evolução geológica da área de estudo

6.1. Determinação de fácies/sistemas deposicionais e parasseqüências

O fluxo de trabalho para caracterização estratigráfica inicia pelo reconhecimento de fácies e associações de fácies. Através da descrição dos testemunhos foram identificadas 16 litofácies agrupadas em 6 associações de fácies. As associações permitiram a interpretação dos sistemas deposicionais em um contexto variando de continental a marinho raso. O fatiamento estratigráfico se deu pelo reconhecimento das parasseqüências. Por se tratar de uma sucessão estratigráfica mista com depósitos continentais fluviais na base e depósitos costeiros e marinhos no topo o mapeamento de parasseqüências na porção basal da seqüência deposicional foi por vezes dificultado pela ausência de evidências claras de afogamento ou superfícies correlatas. Variações de fácies podem indicar variações do nível de base, porém respondem também a controles autogênicos dentro de um contexto deposicional e nem sempre podem ser utilizadas como critério para rastreamento de parasseqüências. Entretanto, através das correlações e dos perfis de raios gama foi possível determinar padrões e rastrear limites de parasseqüências de porções mais distais, onde se tem maior segurança em relação à natureza da superfície, para as porções mais proximais onde evidências de afogamento podem ser menos expressivas. A figura Figura 57 exemplifica bem esta relação. No intervalo da PS3 no poço TG-96-RS pode se observar um afogamento marinho com *shift* de fácies pelíticas carbonosas para heterolitos com laminação ondulada truncada. Em porções mais proximais no mesmo tempo é interpretada a ocorrência de pelitos carbonosos e carvões. Um critério

utilizado para o mapeamento de superfícies de afogamento dentro do intervalo de pelitos lagunares foi a passagem de intervalos de carvão para intervalos não carbonosos, evento atribuído a um aumento do nível do lençol freático em resposta a um aumento do nível de base como um todo. Esta situação repete-se ciclicamente dentro da sucessão estudada, limitando algumas parasseqüências, como observado nas figuras 57 e 58. Na figura 58 observam-se claramente os limites de parasseqüência (PS4) demarcados com entrada de sedimentação marinha sobre continental nos poços TG-96, TG-95, TG-59, enquanto que no poço TG-65 o mesmo limite é interpretado acima de uma camada de carvão, evidenciando a contemporaneidade do sistema praial e lagunar/paludal.

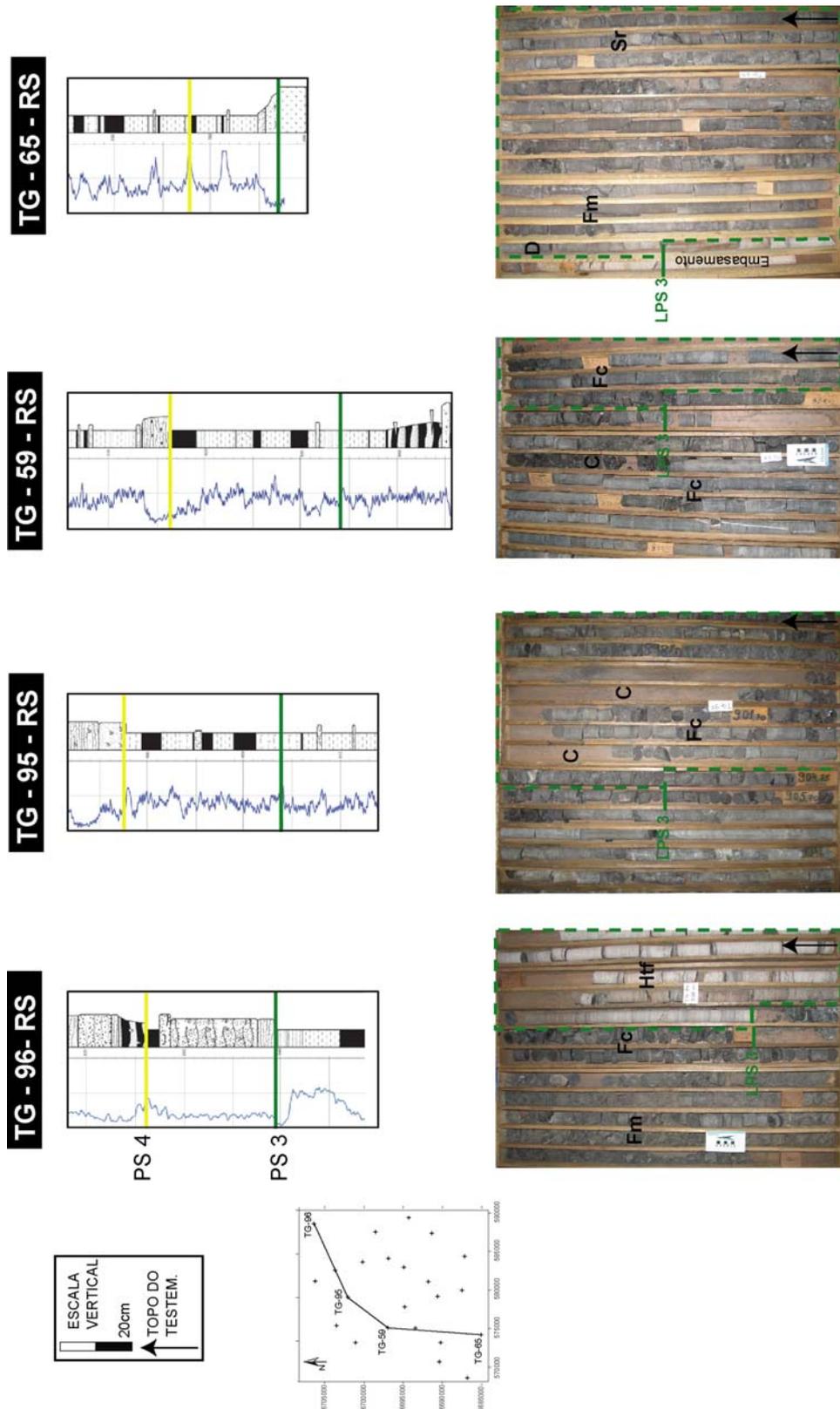


Figura 57 - Coluna estratigráfica e fotos dos testemunhos mostrando o rastreamento da PS3 em diferentes posições da área de estudo. Nos poços TG-96 observa-se claramente o afogamento com entrada do sistema marinho sobre depósitos carbonosos, já nos demais poços o limite da parasseqüência é rastreado em meio ao sistema lagunar/ paludal. Ver códigos de facies na tabela 4.

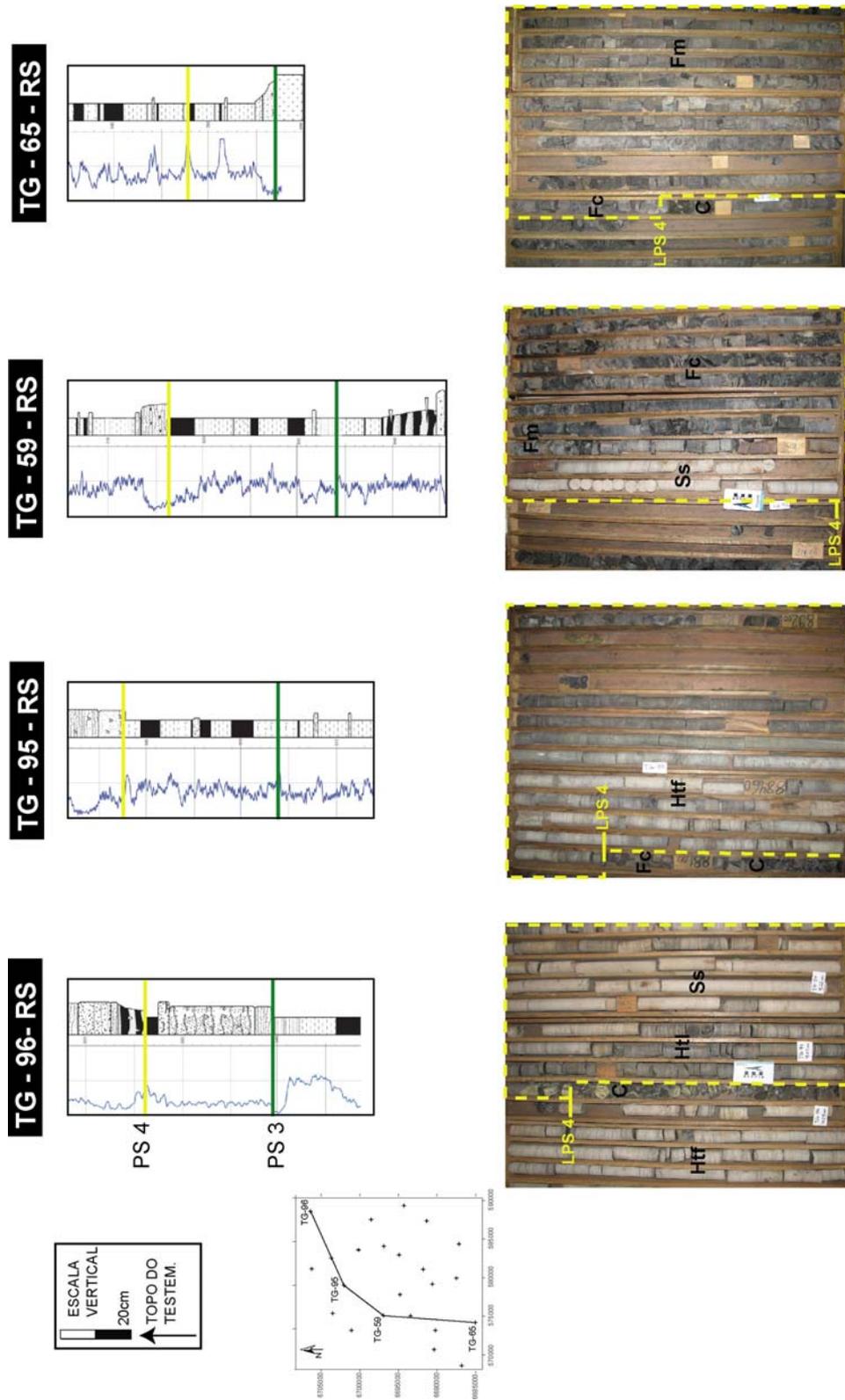


Figura 58 - Coluna estratigráfica e fotos dos testemunhos mostrando o rastreamento da PS4 em diferentes posições da área de estudo. Nos poços TG-96, TG-95 e TG-59 observa-se claramente o afogamento com entrada do sistema marinho sobre depósitos carbonosos, enquanto que no poço TG-65 o limite da parassequência é rastreado em meio ao sistema lagunar/paludal. Ver códigos de facies na tabela 4.

6.2. Determinação de superfícies estratigráficas e definição da seqüência

A identificação do padrão de empilhamento das parasseqüências e variação dos sistemas deposicionais no tempo forneceram elementos para o reconhecimento de algumas superfícies estratigráficas (Figuras 59 e 60). A sucessão estratigráfica apresenta um contexto predominantemente transgressivo, sendo identificados depósitos regressivos em poucos poços com ocorrência restrita a calhas deposicionais existentes desde o Carbonífero, nas quais ocorreu a preservação destes sedimentos, assim como dos estratos do Grupo Itararé. Os depósitos regressivos fluviais ocorrem na base da sucessão e marcam uma mudança abrupta de fácies em relação aos depósitos marinhos subjacentes do Grupo Itararé (Figura 61). Esta mudança é observada em porções de borda da bacia e caracteriza um rebaixamento significativo do nível de base caracterizando um limite de seqüências, que também representa a passagem do período Carbonífero para o Permiano na área de estudo. Estes depósitos são interpretados como de regressão normal constituindo o trato de sistemas de nível baixo (TSNB). São limitados na base pela discordância subaérea (erosão fluvial) e no topo pela superfície de máxima regressão (*sensu* Catuneanu, 2006) (Figura 61). Externamente as calhas deposicionais a discordância erosiva e a superfície de máxima regressão ocorrem amalgamadas e diretamente sobre o embasamento

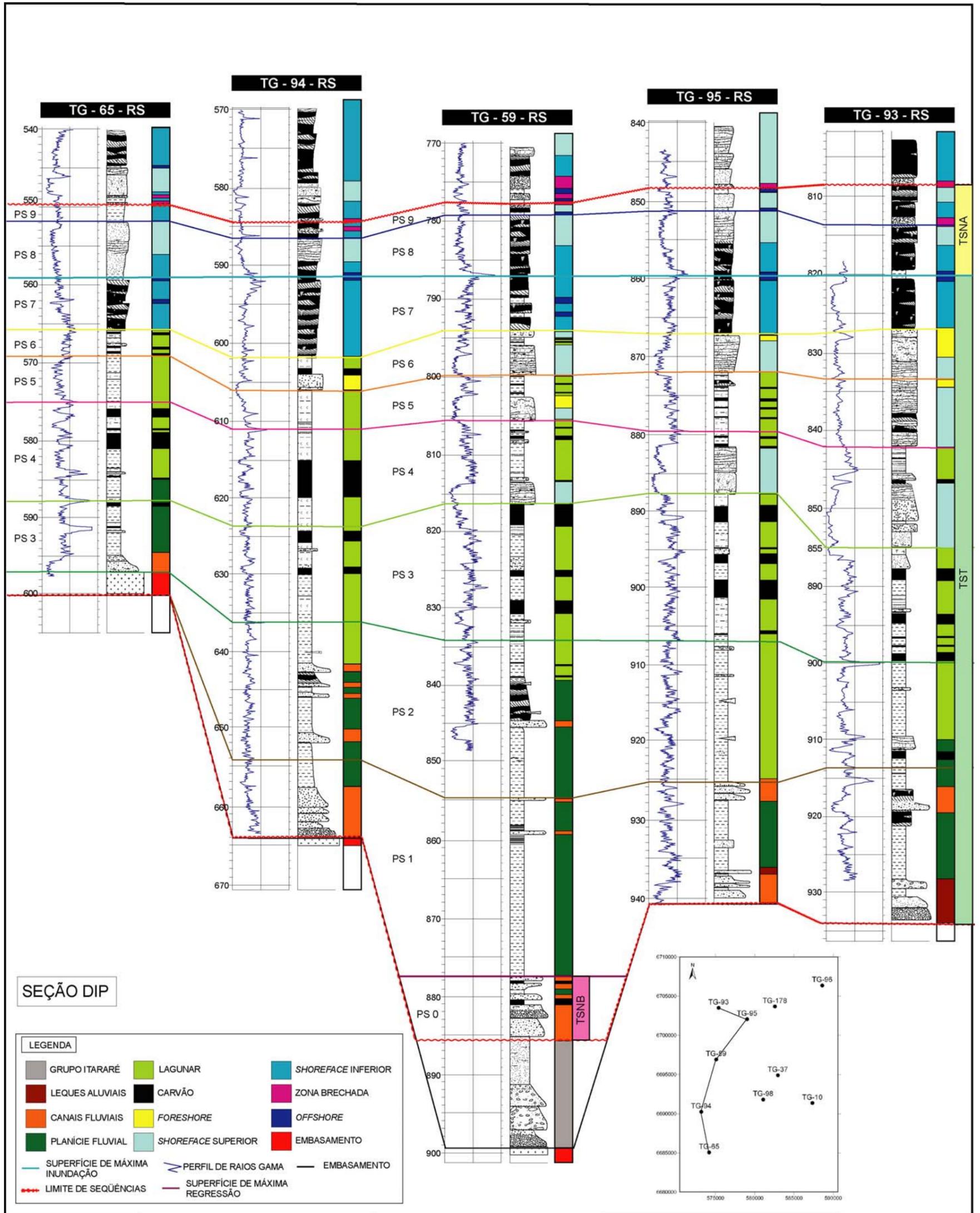


Figura 59 - Seção estratigráfica *dip* com o arcabouço estratigráfico composto pelas superfícies estratigráficas reconhecidas e parassequências mapeadas (linhas coloridas limites das parassequências). No detalhe os tratos de sistemas identificados. TSNB (trato de sistemas de nível baixo), TST (trato de sistemas transgressivo) e TSNA (trato de sistemas de nível alto).

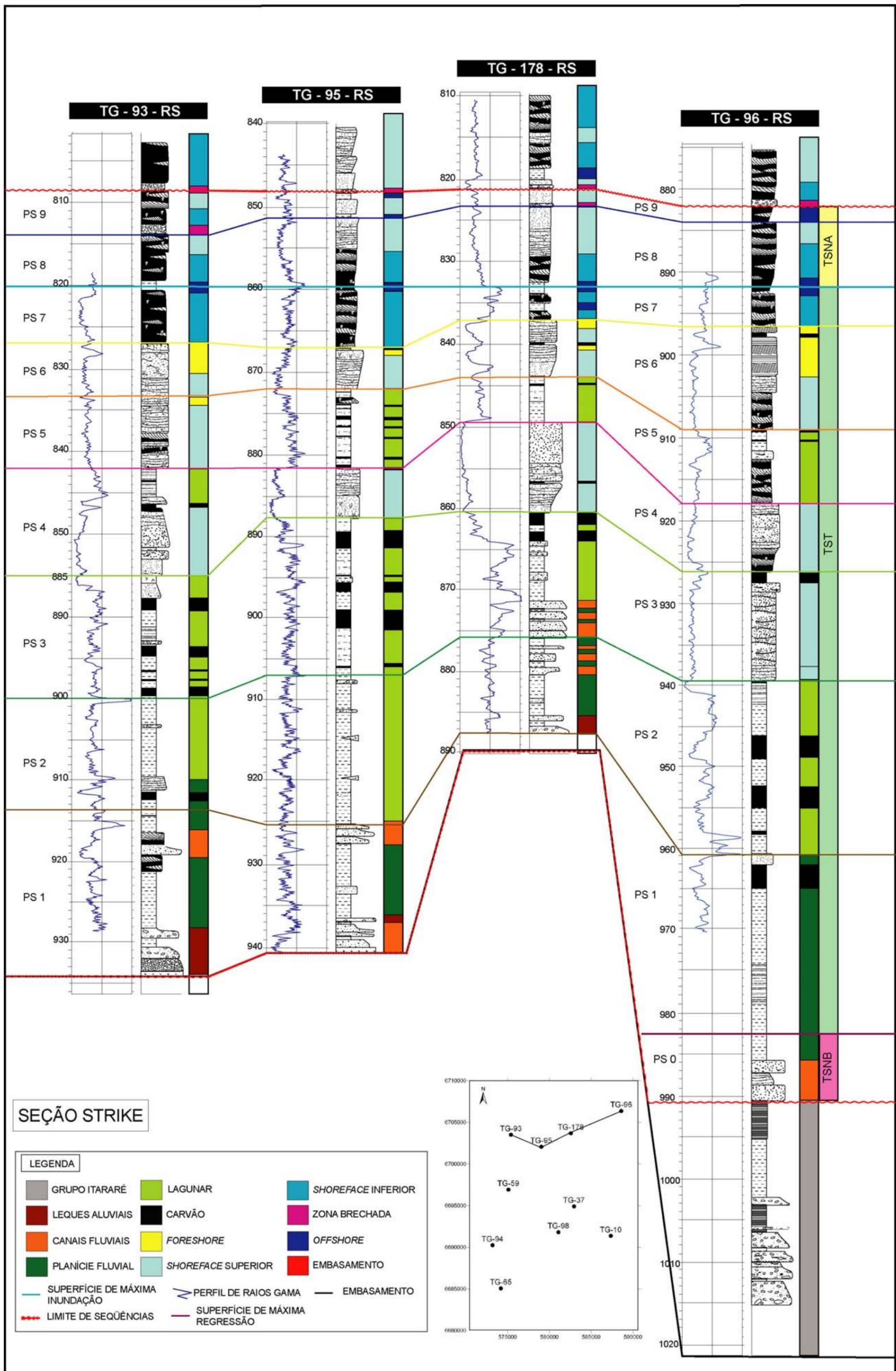


Figura 60 - Seção estratigráfica *strike* com o arcabouço estratigráfico composto pelas superfícies estratigráficas reconhecidas e parassequências mapeadas (linhas coloridas limites das parassequências). No detalhe os tratos de sistemas identificados. TSNB (trato de sistemas de nível baixo), TST (trato de sistemas transgressivo) e TSNA (trato de sistemas de nível alto).

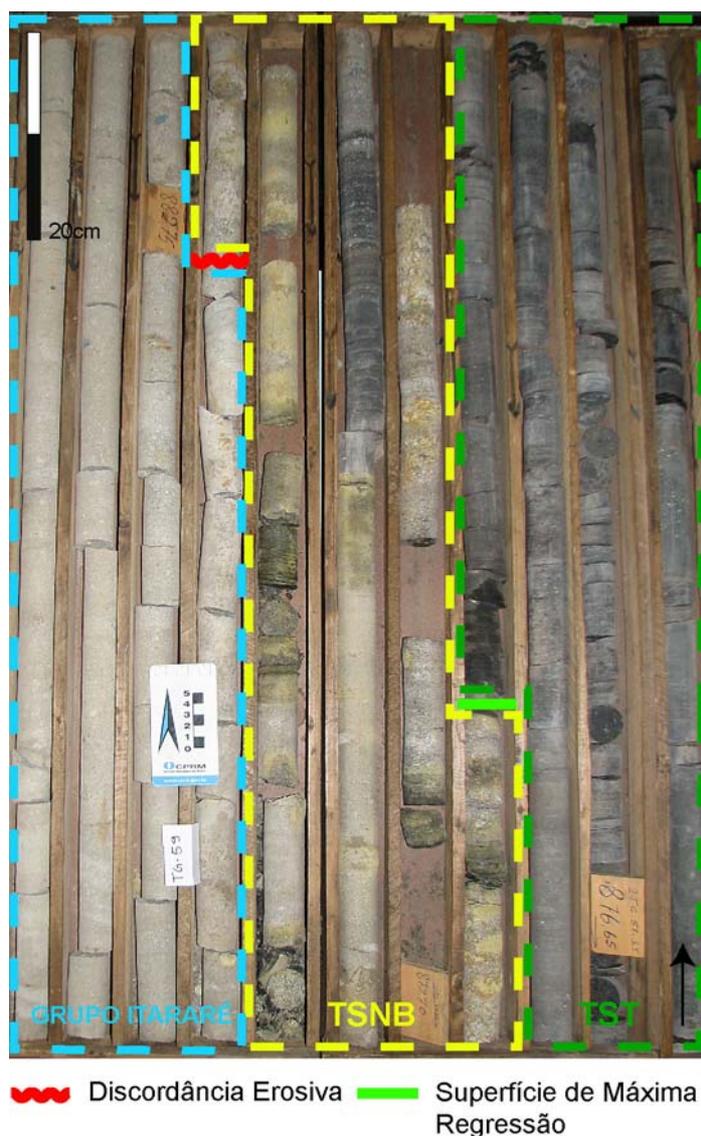


Figura 61 - Fotos dos testemunhos mostrando o limite de seqüências como uma superfície erosiva sobre os depósitos do Grupo Itararé. Em amarelo os depósitos preservados do TSNB e em verde o TST. Seta preta indica o topo dos testemunhos (poço TG-59).

Acima da superfície de máxima regressão é estabelecido um contexto com rios e áreas de planície fluvial bem desenvolvida com formação de turfeiras localizadas, que com o avanço da evolução e subida do nível de base se expandem até a entrada definitiva da sedimentação marinha. Para correlação estratigráfica o *datum* utilizado foi a superfície de máxima inundação (SIM) interpretada na zona de condensação observada na primeira ocorrência de folhelhos de *offshore* em meio a sucessão marinha (Figura 62). Este afogamento é bem observado em todos os poços. Marca a passagem do trato de sistemas transgressivo para o trato de sistemas do nível alto (Figuras 59 e 60), através de uma sutil mudança do

padrão de empilhamento. No TST as parasseqüências apresentam uma leve tendência estratodecrescente, sendo mais delgadas para a porção superior do trato (Figuras 59 e 60). Variam de fácies arenosas e pelíticas de contexto fluvial à heterolitos de onda de *shoreface* inferior até a zona de condensação de *offshore*. No TSNA as parasseqüências ficam relativamente um pouco mais arenosas com heterolitos de onda *flaser* de *shoreface* intermediário a superior, quando comparadas ao final do TST. O padrão de empilhamento deste trato não é claramente observado, pois se constitui de apenas uma parasseqüência completa devido ao evento de rebaixamento e exposição subsequente que constitui o limite superior da seqüência.



Figura 62 - Em azul a zona de condensação (ZC) onde foi interpretada a superfície de máxima inundação. Em amarelo a parasseqüência mapeada no TSNA. Seta preta indica o topo dos testemunhos (poço TG-95).

O limite superior da seqüência tem características distintas do limite basal especialmente por não apresentar uma mudança abrupta de facies, estando relacionado possivelmente a um rebaixamento do nível de base de menor magnitude. É caracterizado como um nível que varia de 30 cm à 1m de espessura de brechas carbonáticas em meio à sucessão marinha, como já abordado pelo trabalho Holz (1997), o qual descreve brechas com estruturas de *birdseyes* que seriam indicativas de rebaixamento do nível do mar com eventual exposição subaérea. Nos testemunhos observam-se claramente feições de erosão e retrabalhamento, como indicado na figura abaixo (Figura 63).

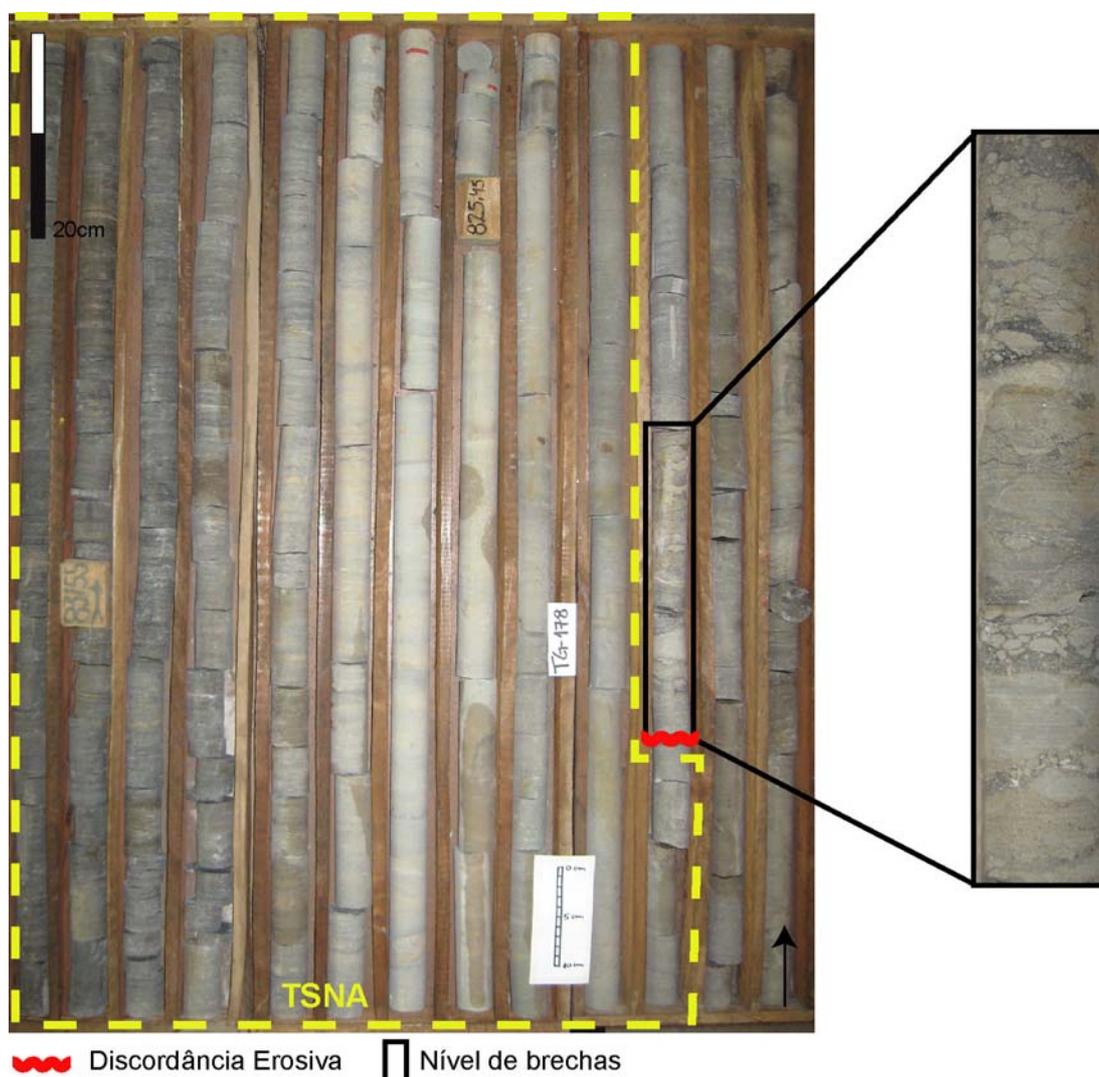


Figura 63 - No detalhe o limite de seqüência superior, evidenciado por um nível de brechas com feições de retrabalhamento e erosão. Seta preta indica topo dos testemunhos (poço TG-178).

A evolução estratigráfica da área de estudo pode ser resumida como predominantemente transgressiva representada pelos depósitos do TST. Depósitos de regressão normal são reconhecidos no TSNB (fluviais) e no TSNA (marinhos plataformais), não sendo identificados depósitos de regressão forçada. Os sistemas deposicionais variaram de continentais, com desenvolvimento de canais fluviais e planície, a parálicos com ocorrência de corpos lagunares e zonas de acumulação de turfeiras posteriormente evoluindo para sedimentação marinha. Inicialmente a sedimentação preencheu baixos topográficos pré-existentes (calhas tectônicas), a medida que os baixos foram colmatados a sedimentação passou a ocorrer gradativamente em toda área até a instalação do sistema marinho ao final da transgressão. A figura 64 abaixo mostra uma coluna estratigráfica idealizada da área e uma representação do preenchimento deposicional do paleorelevo com o arcabouço estratigráfico. Apenas em calhas sin-deposicionais foi reconhecido o TSNB composto por depósitos fluviais. O TST apresenta sedimentação fluvial com pequenas áreas de turfeiras na base e evolui para um sistema lagunar paludal com expansão das turfeiras e posteriormente para sistema marinho raso e intermediário a profundo onde foi interpretada uma zona de condensação reconhecida como a máxima inundação do sistema. O TSNA também é constituído de depósitos marinhos. As seções estratigráficas (Figuras 59 e 60) demonstram a evolução sedimentar da área, bem como os condicionantes estruturais do paleorelevo e o arcabouço estratigráfico com mapeamentos de superfícies e paraseqüências.

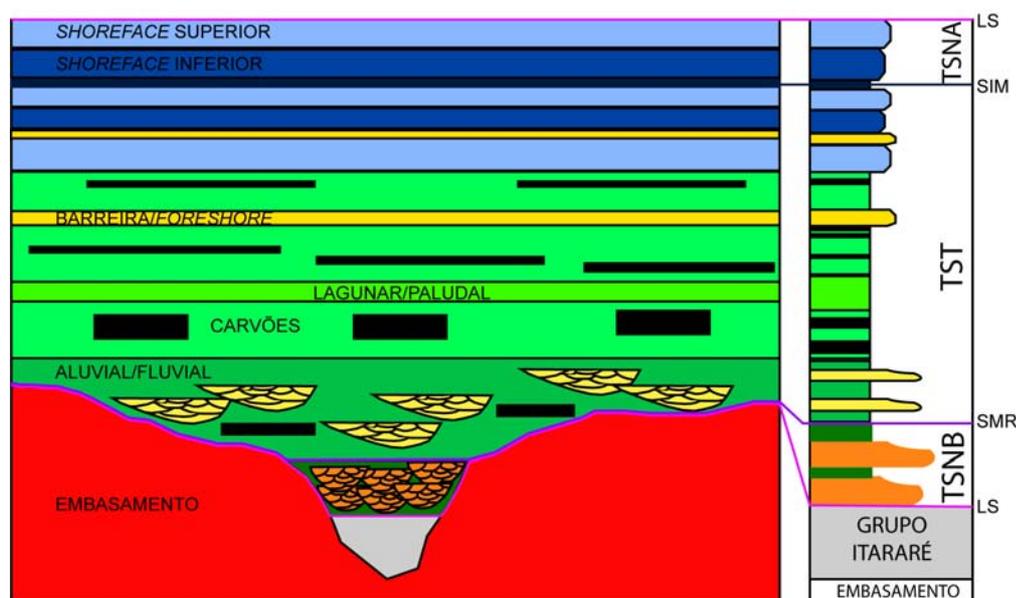


Figura 64 - Figura esquemática mostrando a evolução estratigráfica da área de estudo e o arcabouço estratigráfico proposto. Baseado em figura de Boyd & Diessel (1994) (*apud* Boyd *et al.*, 2006).

6.3. Determinação da área de maior potencial para exploração de CBM

A correta avaliação da potencialidade para CBM em uma jazida passa necessariamente por um bom entendimento estratigráfico e estrutural. O cruzamento de dados foi fundamental para o entendimento da compartimentação das camadas de carvão da jazida Santa Terezinha e avaliação das áreas mais promissoras para CBM. Uma particularidade da geologia da jazida são as soleiras de diabásio que influenciam fortemente a potencialidade, já que sua presença aumenta muito o grau de carbonificação sendo desfavorável para CBM. Aspectos geoquímicos se mostraram de extrema importância, pois revelam de fato a maturação dos carvões da jazida confirmando a efetividade do condicionamento estrutural, de aprofundamento dos estratos, para geração de CBM.

A integração dos dados obtidos com dados de análises geoquímicas da literatura permitiu o reconhecimento de uma zona preferencial para exploração de CBM. A zona correspondente a área dos poços TG-65, TG-99, TG-94, TG227, TG-59 e TG-179 foi identificada com maior chance de ocorrência de CBM devido à espessura cumulativa de carvão e profundidade das camadas, além de se encontrar fora da influência das soleiras de diabásio.

7. CONCLUSÕES

A partir deste estudo pode se concluir que uma análise estratigráfica consistente aliada com a interpretação da geologia estrutural são os elementos básicos para o entendimento da evolução geológica e compartimentação atual de uma jazida de carvão.

A estratigrafia de seqüências se mostrou uma ferramenta muito satisfatória para proposição do arcabouço estratigráfico e forneceu elementos para o entendimento dos processos deposicionais atuantes bem como de suas variáveis controladoras. O fatiamento estratigráfico obtido em correlações entre os poços permitiu a individualização de estágios evolutivos diferenciados para seqüência deposicional, evidenciados por variações de sistemas deposicionais costeiros e continentais. A análise estratigráfica de alta resolução permitiu também o reconhecimento de padrões deposicionais e a relação dos mesmos com taxas de sedimentação e de criação de espaço de acomodação. A análise estratigráfica foi de extrema importância no entendimento da distribuição e modo de ocorrência das camadas de carvão, permitindo a correta caracterização do intervalo cronoestratigráfico de maior ocorrência de carvão. A formação de carvão se deu em um paleoambiente parálico tipo lagunar/ paludal associado com barreira litorânea, ocorrendo preferencialmente no trato de sistemas transgressivo desta seqüência, sendo o TST a melhor porção da seqüência estratigráfica para exploração de carvão. Dentro do trato os estratos das parasseqüências 3 e 4 apresentam as maiores espessuras de carvão, e correspondem ao intervalo estratigráfico com maior potencial econômico para CBM na jazida.

O entendimento da configuração tectônica foi da mesma forma importante e determinante para o objetivo final de reconhecimentos de áreas mais promissoras para CBM na jazida Santa Terezinha. O padrão estrutural de abatimento de blocos conferiu a jazida um posicionamento de baixo estrutural em relação às demais jazidas brasileiras. Falhamentos normais com escalonamento de blocos e rejeitos verticais que chegam até 600m dentro da jazida posicionam a sucessão entre 400m e 100m de profundidade, fato que propiciou a geração de metano na jazida.

A Jazida Santa Terezinha possui características que a classificam como a melhor jazida brasileira para exploração de CBM, inclusive com estudos anteriores comprovando eficiência de geração de gás (Kalkreuth *et al.*, 2008). As características geoquímicas descritas na literatura para os carvões da Jazida de Santa Terezinha como *rank* e constituintes macerais são em primeira análise razoáveis para geração de CBM.

A análise integrada dos dados permitiu o reconhecimento de uma zona preferencial para exploração de CBM, correspondente à área dos poços TG-99, TG-94, TG-227 e TG-59, além da classificação preliminar para potencialidade de CBM nas demais áreas. O cruzamento de dados possibilitou a caracterização completa do intervalo portador de carvão e forneceu elementos para o direcionamento exploratório para CBM na área em questão. Entretanto, apesar da grande quantidade de poços existentes na área a correta avaliação do potencial de geração e de desorção de gás na jazida deve ser realizada com amostragem em novas perfurações para aquisição de dados geoquímicos. A análise estrutural para reconhecimento de zonas de falhas e fraturas também deve ser aprimorada no intuito de uma melhor caracterização do comportamento de permeabilidade de zonas de escape de gás. Outro fator a ser considerado são as soleiras de diabásio presentes na jazida. O grau de influência das soleiras no que diz respeito ao aumento localizado excessivo do *rank* deve ser bem avaliado em um projeto de exploração e pode ser analisado a partir de cruzamento de dados geoquímicos com o correto mapeamento dos corpos vulcânicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOHACS, K., SUTER, J. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples. **AAPG Bulletin**, v.81, p. 1612–1639, 1997.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A. Estuarine and incised-valley facies models. In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (Eds.). **Facies Models Revisited**. Tulsa, Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 171-235.
- BP STATISTICAL REVIEW OF WORLD ENERGY, 2009. Natural Gas Reserves. Disponível em: <<http://www.bp.com/sectiongenericarticle.do?categoryId=9023779&contentId=7044843>>. Acesso em: 09 dez. 2009.
- BUSTIN, R.M. & CLARKSON, C.R. Geological controls on coalbed methane reservoirs capacity and gas content. **International Journal of Coal Geology**, v.38, p.3-26. 1998.
- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 2006. 375 p.
- CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J.P.; BLUM, M.D.; DALRYMPLE, R.W.; ERIKSSON, P.G.; FIELDING, C.R.; FISHER, W.L.; GALLOWAY, W.E.; GIBLING, M.R.; GILES, K.A.; HOLBROOK, J.M.; JORDAN R.; KENDALL, C.G.St.C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O.J.; MIALL, A.D.; NEAL J.E; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H.W.; PRATT, B.R.; SARG J.F.; SHANLEY, K.W.; STEEL, R.J.; STRASSER, A.; TUCKER M.E.; WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. 92, p. 1-33, 2009.
- CORDANI, U.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do pre-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. In: **Ciência, Técnica, Petróleo**. Seção Exploração de Petróleo. Rio de Janeiro v. 15, p. 12-20, 1984.
- DIESSEL, C.F.K. **Coal-Bearing Depositional Systems**. Berlin: Springer, 1992. 721 p.
- FLORES, R.M. Coalbed methane: From hazard to resource. **International Journal of Coal Geology**, v. 35, p.3-26, 1998.
- GALLOWAY, W.E. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, v.73 (2), p. 125-142, 1989.

- GOMES, A.J.P.; CRUZ, P.R.; BORGES, L.P. Recursos Minerais Energéticos: Carvão e Urânio. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M. & Gonçalves, J. H. (Eds.) **Geologia, Tectônica Recursos Minerais do Brasil**. Editora da Universidade de Brasília, CPRM, 2003. p. 577-628.
- GORDON, Jr. M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Boletim DNPM-DGM**, v.1, p.374–385, 1947.
- HOLZ, M. Early Permian Sequence stratigraphy and paleophysiography of the Paraná Basin in northeastern Rio Grande do Sul state, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 69(4), p. 521-543, 1997.
- HOLZ, M. & CARLUCCI, R. Litoestratigrafia, Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleofisiográfica da zona de borda da bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Edição CIGO/UFRGS, 2000. p 303-320.
- HOLZ, M.; FRANÇA, A.B.; SOUZA, P.A.; IANUZZI, R. & ROHN, R. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 381-399, 2010.
- HOLZ, M. ; VIEIRA, P. E. ; KALKREUTH, W. . The Early Permian coal-bearing succession of the Paraná Basin in southernmost Brazil: depositional model and sequence stratigraphy. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30(3), p. 420-422, 2000.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. **Sedimentary Geology**. v. 81, p. 1–9, 1992.
- KALKREUTH, W. & HOLZ, M. The coalbed methane potential of the Santa Terezinha coalfield, Rio Grande do Sul, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30(3), p. 342-345, 2000.
- KALKREUTH, W.; HOLZ, M.; KERN, M.; MACHADO, G.; MEXIAS, A.; SILVA, M.B.; WILLETT, J.; FINKELMAN, R.; BURGER, H. Petrology and chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 1. Santa Terezinha, Leão-Butiá and Candiota Coalfields, Rio Grande do Sul, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 68, p.79-116, 2006.
- KALKREUTH, W.; HOLZ, M.; CASAGRANDE, J.; CRUZ, R.; OLIVEIRA, T.; KERN, M.; LEVANDOWSKI, J.& ROLIM, S. O Potencial de Coal Bed Methane (CBM) na jazida de Santa Terezinha – modelagem 3D e avaliação do poço de exploração CBM001-ST-RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38 (2-suplemento), p. 3-17, 2008.

- LOPES, R.C. **Arcação Aloestratigráfico para o Intervalo “Rio Bonito - Palermo” (Eo-Permiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé. Rio Grande do Sul.** 1995. 254f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Departamento de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. São Leopoldo, 1995.
- MIALL, A.D. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology.** New York: Springer-Verlag, 1996. 582 p.
- MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.** 1997. 225f. Tese de (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1997.
- MILANI, E. J. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 275-302.
- MILANI, E. J. & RAMOS, V. A. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28(4). p. 473-484, 1998
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás.** v.15(2). p. 265-287, 2007.
- MITCHUM, R.M. Jr. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (Ed.) **Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration.** Memoir, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 205–212.
- MITCHUM, R.M.Jr. & VAN WAGONER, J.C. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. **Sedimentary Geology.** v. 70, p.131-160, 1991.
- MURRAY, D.K. Coal bed methane; natural gas resources from coal seams. In: Peters, D.C. (Ed.). **Geology in Coal Resource Utilization**, United States: Tech Books, 1991. p. 97–103.
- MURRAY D.K. Coalbed methane in the U.S.A.: analogues for worldwide development. In: Gayer, R. e Harris, I. (Ed.) **Coalbed methane and Coal Geology.** London: The Geological Society, 1996. p. 1-12. (Geological Society Special Publication, 109).

- PASHIN, J.C. Stratigraphy and structure of coalbed methane reservoirs in the United States: An overview. **International Journal of Coal Geology**, v.35. p. 209-240, 1998.
- PAYTON, C. P. **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 1977. 516p.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P., 1999. **Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications**. Concepts in Sedimentology and Paleontology, vol. 7. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 1999. 210 p.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Sequence and Systems Tracts Models. In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S.; Kendal, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.) **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. Tulsa, Oklahoma: SEPM Geology, 1988. p.109-124 (Special Publication n. 42).
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P.R. Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Conceptual Framework. In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S.; Kendal, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Eds.) **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. Tulsa, Oklahoma: SEPM Geology, 1988. p.125-154 (Special Publication n. 42).
- REINSON, G.E. Transgressive Barrier Islands an Estuarine Systems. In: Walker, R.G. & James, N.P.(Ed). **Facies Models: response to sea level change**. Ontario: Geological Association of Canada, 1992. p. 179-194.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUERIA, A.A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974. Porto Alegre. **Anais**, Porto Alegre, SBG, 1974, v.1, p. 41-65.
- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. **Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 2001. 428p.
- THAKUR, P.C.; LITTLE, H.G; KARIS, W.G. Global Coalbed methane recovery and use. **Energy Convers. Mgmt**, v. 37, p. 789-794, 1996.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.). **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 63-81.

VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S.; Kendal, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.) **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. Tulsa, Oklahoma: SEPM Geology, 1988. p. 39-45 (Geological Society Special Publication n. 42).

VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. **Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies**. American Association of Petroleum Geologists-Methods in Exploration Series, n° 7, 1990. 55p.

WALKER, R.G. & JAMES, N.P. **Facies Models: response to sea level change**. Ontario: Geological Association of Canada, 1992. 409p.

WHITE, I.C. **Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil**. São Paulo: DNPM, Editor Fat-Similar 7th Gondwana Symp., 1908.

ANEXO – A CARTA DE SUBMISSÃO

[RBG] Agradecimento pela Submissão

Segunda-feira, 1 de Fevereiro de 2010 13:56

"Alberto Pio Fiori" <fiori@ufpr.br>

[Adicionar remetente à lista de contatos](#)

De:

"Junia Casagrande" <juniageo@yahoo.com.br>

Para:

Junia Casagrande,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "Análise estratigráfica e estrutural do intervalo carbonoso Eo-Permiano da Bacia do Paraná no RS: aplicação na exploração de CBM" para Revista Brasileira de Geociências.

Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/16730>

Login: junia_casagrande

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Alberto Pio Fiori
Revista Brasileira de Geociências

Revista Brasileira de Geociências
<http://www.ser.ufpr.br/rbg>

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)