

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**PALEOCLIMA E DINÂMICA COSTEIRA COMO FATORES CONTROLADORES
DA DISTRIBUIÇÃO DE ARENITOS EM SISTEMAS PARÁLICOS - UM ESTUDO
PARA RESERVATÓRIOS ANÁLOGOS NO EOPERMIANO DA BACIA DO
PARANÁ.**

ALESSANDRA SUZELY MODA CACELA

ORIENTADOR: MICHAEL HOLZ

BANCA EXMINADORA: Dr. CLAITON M. S. SCHERER

Dra. KARIN GOLDBERG

Dr. MÁRIO VICENTE CAPUTO

**Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para obtenção do título de
Mestre em Geociências**

**Porto Alegre - RS
2008**

FICHA CATOLOGRÁFICA

Cacela, Alessandra Suzely Moda

Paleoclima e dinâmica costeira como fatores controladores da distribuição de arenitos em sistemas parálicos - um estudo para reservatórios análogos no Eopermiano da Bacia do Paraná / Alessandra Suzely Moda Cacela. - Porto Alegre, janeiro de 2008.

Dissertação de Mestrado - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

1. Paleoclima. 2. Dinâmica Costeira. 3. Bacia do Paraná. 4. Permiano

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

TÍTULO: PALEOCLIMA E DINÂMICA COSTEIRA COMO FATORES CONTROLADORES DA DISTRIBUIÇÃO DE ARENITOS EM SISTEMAS PARÁLICOS - UM ESTUDO PARA RESERVATÓRIOS ANÁLOGOS NO EOPERMIANO DA BACIA DO PARANÁ.

ALESSANDRA SUZELY MODA CACELA

Dissertação de Mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovado por:

NOME

ASSINATURA

Prof. Dr: CLAITON M. S. SCHERER

Prof. Dra: KARIN GOLDBERG

Prof. Dr: MÁRIO VICENTE CAPUTO

Porto Alegre – RS.

2008

SUMÁRIO

SUMÁRIO	iii
LISTA DE FIGURAS	v
AGRADECIMENTOS	x
RESUMO	xi
ABSTRACT	xiii
CAPÍTULO 1 -CONSIDERAÇÕES INICIAIS	14
1.0 INTRODUÇÃO	14
1.1 OBJETIVOS	15
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	16
1.3 METODOLOGIA	18
1.3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E AQUISIÇÃO DE DADOS	18
1.3.2 INTERPRETAÇÃO E CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA	19
1.3.3 RECONSTITUIÇÃO PALEOFISIOGRÁFICA	21
1.3.4 MAPAS PALEOCLIMÁTICOS	21
1.4 ARCABOUÇO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO REGIONAL DA BACIA DO PARANÁ	22
CAPÍTULO 2 –FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS	25
2.0 DEFINIÇÃO	25
2.1 CARACTERIZAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS	26
2.1.1 CONGLOMERADO SUPORTADO PELA MATRIZ (CGM)	28
2.1.2 CONGLOMERADO SUPORTADO PELOS CLASTOS (CGC)	28
2.1.3 CONGLOMERADO COM INTRACLASTOS OU INTRAFORMACIONAL (CGI)	29
2.1.4 ARENITO COM <i>DRAPES</i> DE LAMA (ADL)	30
2.1.5 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA FESTONADA (ACF)	30
2.1.6 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR (ACP)	31
2.1.7 ARENITO MACIÇO (AM)	31
2.1.8 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO-SWASH (<i>ASW</i>)	32
2.1.9 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA <i>SWALEY</i> (<i>ASL</i>)	32
2.1.10 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA <i>HUMMOCKY</i> (<i>AHCS</i>)	33
2.1.11 ARENITO HETEROLÍTICO (<i>AHT</i>)	33
2.1.12 RITIMITO (<i>RT</i>)	34
2.1.13 PELITO (<i>PLL</i>)	35
2.1.14 SILTITO COM <i>BIRDSEYE</i> (<i>SM</i>)	35
2.1.15 FOLHELHO CARBONOSO E CARVÃO (<i>FCC</i>)	36
2.2 ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS	37
2.2.1 SISTEMA DEPOSICIONAL I – FAN-DELTA	38
2.2.2 SISTEMA DEPOSICIONAL II – DELTA DOMINADO POR RIO	40
• <i>Subsistema 2-B: Frente deltaica</i>	42
2.2.3 SISTEMA DEPOSICIONAL III – SISTEMA ESTUARINO-LAGUNAR	43
2.2.4 SISTEMA DEPOSICIONAL IV – SISTEMA ILHA BARREIRA/ MARINHO RASO	48
• <i>Subsistema 4-B: Face litorânea - shoreface superior</i>	51
CAPÍTULO 3 - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	53
3.0 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	53

3.1 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	54
3.1.1 LIMITE DE SEQÜÊNCIAS	54
3.1.2 SUPERFÍCIE TRANSGRESSIVA	55
3.1.3 SUPERFÍCIE DE INUNDAÇÃO MÁXIMA (SIM).....	56
3.2 ARCABOUÇO CRONOESTRATIGRÁFICO.....	56
3.2.1 SEQÜÊNCIA 2 (SEQ.2)	57
3.2.2 SEQÜÊNCIA 3 (SEQ.3)	65
3.2.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS DE 4° ORDEM.....	67
3.3 INFLUÊNCIA TECTÔNICA NO CONTROLE DAS PARASSEQÜÊNCIAS E CONJUNTOS DE PARASSEQÜÊNCIAS.....	70
3.4 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA NA BORDA SUL DA BACIA DO PARANÁ DURANTE O EOPERMIANO.	72
3.4.1 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA PARA ÁREA 1.....	73
3.4.2 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA PARA ÁREA 2.....	76
3.4.3 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA PARA ÁREA 3.....	78
CAPÍTULO 4 – ANÁLISE DO PALEOCLIMA E DINÂMICA COSTEIRA NA BORDA SUL DA BACIA DO PARANÁ.....	81
4.1 – INTRODUÇÃO	81
4.2 – CLIMATOLOGIA GERAL	81
4.3 - O CLIMA DURANTE O EOPERMIANO	84
4.3.1 - O CLIMA DURANTE O EOPERMIANO NA BACIA DO PARANÁ	86
4.4 - ANÁLISE PALEOCLIMÁTICA REGIONAL.....	88
4.5 - ANÁLISE PALEOCLIMÁTICA E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A DERIVA LITORÂNEA NA ÁREA DE ESTUDO.	94
4.6 – O CONTROLE DA DINÂMICA COSTEIRA NA DISTRIBUIÇÃO DOS ARENITOS PARÁLICOS DA ÁREA ESTUDADA – IMPLICAÇÕES PARA RESERVATÓRIOS.	99
4.6.1 - ARENITOS E CONGLOMERADOS DELTAICOS:.....	99
4.6.2 - ARENITOS DE <i>FORESHORE E SHOREFACE</i> SUPERIOR A INFERIOR..	103
5.0 – CONCLUSÕES	110
6.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	114
ANEXOS	118

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1-MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA E LIMITE DAS SUBÁREAS	17
FIGURA 2 – TABELA CONTENDO A RELAÇÃO DOS FUROS DE SONDAJENS UTILIZADOS PARA ELABORAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO. NO TOTAL, FORAM TRABALHADOS 58 PERFIS E DESCRITOS EM DETALHE 10 TESTEMUNHOS DE SONDAJENS.	19
FIGURA 3 - MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ (MILANI, 1997), MOSTRANDO A FAIXA DE AFLORAMENTO DAS SEIS SUPERSEQUÊNCIAS MAPEADAS PARA A BACIA.	24
FIGURA 4 - QUADRO RESUMO DAS FÁCIES ENCONTRADAS NO INTERVALO ESTUDADO.	27
FIGURA 5 - FÁCIES CONGLOMERADO SUPORTADO PELA MATRIZ.	28
FIGURA 6: EXEMPLO DA FÁCIES CONGLOMERADO SUPORTADO POR CLASTOS	29
FIGURA 7 -FÁCIES ARENITO COM <i>DRAPE</i> DE LAMA (ADL) NO TESTEMUNHO SC-31.	30
FIGURA 8 - FÁCIES ARENITO MACIÇO EM TESTEMUNHO.	31
FIGURA 9 - FÁCIES ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO (ASW)	32
FIGURA 10 - FÁCIES ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA <i>HUMMOCKY</i> (AHCS).	33
FIGURA 11 - FÁCIES ARENITO HETEROLÍTICO.	34
FIGURA 12 - FÁCIES RITIMITO.	35
FIGURA 13 - FÁCIES SILTITO MACIÇO COM ESTRUTURAS SIMILARES A <i>BIRDSEYE</i>	36
FIGURA 14 - FÁCIES FOLHELHO CARBONOSO E CARVÃO SOBREPOSTA À FÁCIES ASW.	37
FIGURA 15 - QUADRO COM SISTEMAS OS DEPOSICIONAIS, SUBSISTEMAS E ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA DO INTERVALO ESTRATIGRÁFICO ESTUDADO.	38
FIGURA 16 - SISTEMA DEPOSICIONAL DE FAN-DELTA PROXIMAL E DISTAL.	39
FIGURA 17 - CLASSIFICAÇÃO MORFOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DOS DELTAS BASEADA NA INTENSIDADE RELATIVA DOS PROCESSOS MARINHOS E FLUVIAIS. (GALLOWAY, 1975. EXTRAÍDO DE GALLOWAY & HOBDA, 2000).	41
FIGURA 18 - SISTEMA DEPOSICIONAL DELTA DOMINADO POR RIO COM OS PRINCIPAIS SUBSISTEMAS ENCONTRADOS NA ÁREA DE ESTUDO. A ESCALA TEXTURAL DO PERFIL VARIA DE ARGILA (ESQUERDA) A CASCALHO (DIREITA).	42
FIGURA 19 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIO DE ACORDO COM PRITCHARD (1967) - ZONAÇÃO TRIPARTIDA. EXTRAÍDO DE DALRYMPLE <i>ET AL</i> (1992).	43
FIGURA 20 -DISTRIBUIÇÃO IDEALIZADA DA ENERGIA, MORFOLOGIA E SUCESSÃO DE FÁCIES PARA UM ESTUÁRIO DOMINADO POR ONDAS. (EXTRAÍDO DE DALRYMPLE ET AL., 1992).	44

FIGURA 21 - DISTRIBUIÇÃO IDEALIZADA DO TIPO DE ENERGIA, MORFOLOGIA E A SUCESSÃO DE FÁCIES SEDIMENTAR PARA UM ESTUÁRIO DOMINADO POR ONDAS. (EXTRAÍDO DE DALRYMPLE ET AL., 1992).	46
FIGURA 22 - SISTEMA DEPOSICIONAL ESTUARINO LAGUNAR E SEUS SUBSISTEMAS. A ESCALA TEXTURAL DO PERFIL VARIA DE ARGILA (ESQUERDA) A CASCALHO (DIREITA), COM SUBDIVISÕES NAS CLASSES SILTE, AREIA FINA, AREIA MÉDIA E AREIA GROSSA.	48
FIGURA 23 - MODELO ESQUEMÁTICO E GENERALIZADO DOS SISTEMAS DEPOSICIONAIS PARÁLICOS, MOSTRANDO AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS SEDIMENTARES E OS ICNOFÓSSEIS MAIS COMUNS (DE SMITH & JACOBI, 2001).	49
FIGURA 24 - SISTEMA DEPOSICIONAL ILHA BARREIRA / MARINHO - RASO. A ESCALA TEXTURAL DO PERFIL VARIA DE ARGILA (ESQUERDA) A CASCALHO (DIREITA), COM SUBDIVISÕES NAS CLASSES SILTE, AREIA FINA, AREIA MÉDIA E AREIA GROSSA. PARA CÓDIGO DE FÁCIES, VER FIGURA 4.	51
FIGURA 25 - SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA IDEALIZADA DA BORDA SUL-RIOGRANDENSE DA BACIA DO PARANÁ (HOLZ ET AL, 2005).	57
FIGURA 26 -MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DA SEQÜÊNCIA 2 NA ÁREA 1. NOTAR ESPESSURA MÁXIMA FORTEMENTE CONDICIONADA PELA DEPRESSÃO LOCALIZADA NA REGIÃO LESTE DA ÁREA,	57
FIGURA 27 -MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DA SEQÜÊNCIA 2 NA ÁREA 2. NOTAR MAIORES ESPESSURAS NA REGIÃO W E NW.	58
FIGURA 28 -MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DA SEQÜÊNCIA 2 NA ÁREA 3.	58
FIGURA 29 -MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMB2 NA ÁREA 1. NOTAR QUE A ESPESSURA MÁXIMA AINDA É CONDICIONADA PELA DEPRESSÃO A LESTE DA ÁREA.	59
FIGURA 30 -MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMB2 NA ÁREA 2. MAIORES ESPESSURA A NW DA ÁREA.	60
FIGURA 31 - MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMB2 NA ÁREA 3.	60
FIGURA 32-MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TST 2 NA ÁREA 1. NOTAR QUE A INVASÃO DOS SEDIMENTOS MARINHOS SOBRE A LAGUNA OCORREU PREFERENCIALMENTE DE NE PARA SW, EM DIREÇÃO AO EMBASAMENTO.	61
FIGURA 33 -MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TST 2 NA ÁREA 2, COM AS MAIORES CONCENTRAÇÕES NA REGIÃO N-NW.	62
FIGURA 34 - MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TST 2 NA ÁREA 3. ESSA CONFIGURAÇÃO SUGERE QUE O EVENTO TRANSGRESSIVO OCORREU PREFERENCIALMENTE DE OESTE PARA LESTE, EM DIREÇÃO AO EMBASAMENTO.	62

FIGURA 35 - FIGURA ESQUEMÁTICA COM O AVANÇO DAS BARREIRAS ARENOSA SOBRE OS SISTEMAS PROTEGIDOS DA LAGUNA.	63
FIGURA 36- MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMA 2 NA ÁREA 1.	64
FIGURA 37 - MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMA 2 NA ÁREA 2. NOTAR MAIORES ESPESSURAS A NW E SW DA ÁREA.	64
FIGURA 38 - MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMA 2 NA ÁREA 3. NOTAR MAIORES ESPESSURAS A SUL DA ÁREA.	65
FIGURA 39 -MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMB 3 NA ÁREA 1.	66
FIGURA 40 - MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMB 3 NA ÁREA 2.	66
FIGURA 41 - MAPA DE ISÓPACA MOSTRANDO A ESPESSURA DO TSMB 3 NA ÁREA 3.	67
FIGURA 42 - RESUMO DOS LIMITES DE SEQÜÊNCIAS E PARASSEQÜÊNCIAS DA BORDA SUL-RIOGRANDENSE DA BACIA DO PARANÁ (CONFORME HOLZ, 2003).	68
FIGURA 43- EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 1 NO T1 (PS 00, PS 02 E PS 03). AS FLECHAS INDICAM A RETROGRADAÇÃO DE PARTE DA LINHA DE COSTA.	74
FIGURA 44 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 1 NO T2 (PS 04 A PS 06). AS FLECHAS INDICAM A RETROGRADAÇÃO DE PARTE DA LINHA DE COSTA.	75
FIGURA 45 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 1 NO T3 (PS 07 E PS 08). AS FLECHAS INDICAM A PROGRADAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	75
FIGURA 46 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 2 NO T1 (PS 00 A PS 03). AS FLECHAS EM VERMELHO INDICAM A PROGRADAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	76
FIGURA 47 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 2 NO T2 (PS 04 A PS 06). AS FLECHAS INDICAM A RETROGRADAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	77
FIGURA 48 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 2 NO T3 (PS 07 E PS 08). NOTAR O GRANDE AVANÇO DO MAR NESTE INTERVALO, AS FLECHAS INDICAM A RETROGRADAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	78
FIGURA 49 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 3 NO T1 (PS 00 A PS 03). AS FLECHAS EM VERMELHO INDICAM A PROGRADAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	79
FIGURA 50 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 3 NO T2 (PS 04 A PS 06). AS FLECHAS INDICAM A RETROGRADAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	79
FIGURA 51 - EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA DA ÁREA 3 NO T3 (PS 07 E PS 08).	80
FIGURA 52 - RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA DA PRECIPITAÇÃO DO PANGEA PARA O EOPERMIANO (PATZKOWSKY <i>ET AL.</i> , 1997).	85
FIGURA 53- RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA PARA O SAKMARIANO (ZIEGLER <i>ET AL.</i> , 1997).	87

FIGURA 54 - MAPA PALEOGEOGRÁFICO REGIONAL DA PORÇÃO OESTE E SUDOESTE DO GONDWANA DURANTE O EOPERMIANO (MODIFICADO DE ZIEGLER ET AL. 1997).....	88
FIGURA 55 - MAPA DE PRESSÃO DO AR (JULHO / INVERNO) PARA O OESTE E SUDOESTE DO PALEOCONTINENTE GONDWANA DURANTE O EOPERMIANO (ADAPTADO DE PATZKOWSKY <i>ET AL.</i> 1991).....	90
FIGURA 56 - MAPA DE PRESSÃO DO AR (JANEIRO / VERÃO) PARA O OESTE E SUDOESTE DO PALEOCONTINENTE GONDWANA DURANTE O EOPERMIANO (ADAPTADO DE PATZKOWSKY <i>ET AL.</i> 1991).....	90
FIGURA 57 - DIREÇÃO PREFERENCIAL DOS VENTOS (JULHO / INVERNO) PARA O OESTE E SUDOESTE DO PALEOCONTINENTE GONDWANA DURANTE O EOPERMIANO (ADAPTADO DE PATZKOWSKY <i>ET AL.</i> 1991). O RETÂNGULO MARCA A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DA MARGEM SUL-SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ NO PERMIANO, A ÁREA DE TRABALHO.....	91
FIGURA 58 - DIREÇÃO PREFERENCIAL DOS VENTOS (JANEIRO / VERÃO) PARA O OESTE E SUDOESTE DO PALEOCONTINENTE GONDWANA DURANTE O EOPERMIANO (ADAPTADO DE PATZKOWSKY <i>ET AL.</i> 1991). O RETÂNGULO MARCA A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DA MARGEM SUL-SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ NO PERMIANO, A ÁREA DE TRABALHO.....	92
FIGURA 59 - PROCESSOS DE TRANSPORTE RESPONSÁVEL PELA REMOBILIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS E CONTROLE MORFOLÓGICO DO SISTEMA PRAIAL (FONTE: WWW. BEDFORD.K12.NY.US).	95
FIGURA 60 - MAPA PALEOFISIOGRÁFICO E DINÂMICA COSTEIRA DA PORÇÃO SUL-RIOGRANDENSE DA BACIA DO PARANÁ. INTERVALO T1.....	96
FIGURA 61 - MAPA PALEOFISIOGRÁFICO E DINÂMICA COSTEIRA DA PORÇÃO SUL-RIOGRANDENSE DA BACIA DO PARANÁ. INTERVALO T2.....	97
FIGURA 62 - MAPA PALEOFISIOGRÁFICO E DINÂMICA COSTEIRA DA PORÇÃO SUL-RIOGRANDENSE DA BACIA DO PARANÁ. INTERVALO T3.....	98
FIGURA 63 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITOS PARÁLICOS DA BASE DA PS 00 – ÁREA 1. NOTAR CORPOS ALONGADOS COM ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL NW-SE.....	100
FIGURA 64 - DISPOSIÇÃO DOS CORPOS DE ARENITOS PARÁLICOS DA BASE DA PS 01 – ÁREA 1.	100
FIGURA 65 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITO PARÁLICOS DA BASE DA PS 00 – ÁREA 2. NOTAR A DISTRIBUIÇÃO LATERAL A SW DA ÁREA.	101
FIGURA 66 - DISPOSIÇÃO DOS CORPOS DE ARENITOS PARÁLICOS DA BASE DA PS 01 – ÁREA 2. NOTAR NA PORÇÃO LESTE DA ÁREA OS CORPOS APRESENTAM DISPOSIÇÃO NE-SW.....	101
FIGURA 67 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITO PARÁLICO DA BASE DA PS 00 – ÁREA 3. NOTAR NA ÁREA SUL A CONTINUIDADE E FORMA DO CORPO.	102

FIGURA 68 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS ARENITOS PARÁLICOS DA BASE DA PS 01 – ÁREA 3. NOTAR A DISPOSIÇÃO IRREGULAR DOS CORPOS ARENOSOS.....	103
FIGURA 69 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITOS PARÁLICOS (<i>BACKSHORE</i> , <i>SHOREFACE</i> SUPERIOR A INFERIOR E <i>FORESHORE</i>) DA BASE DA PS 04 – ÁREA 1.....	104
FIGURA 70 - DISPOSIÇÃO DOS ARENITOS PARÁLICOS DA BASE DA PS 04 – ÁREA 2. OBSERVAR NA PORÇÃO OESTE MAIOR CONCENTRAÇÃO DE ARENITOS DE <i>FORESHORE</i>	105
FIGURA 71 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITO PARÁLICO DA BASE DA PS 05 – ÁREA 1.	105
FIGURA 72 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITO PARÁLICO DA BASE DA PS 05 – ÁREA 2.	106
FIGURA 73 - DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITO PARÁLICO DA BASE DA PS 04 – ÁREA 3.	107
FIGURA 74 -DISPOSIÇÃO DOS PRINCIPAIS CORPOS DE ARENITO PARÁLICO DA BASE DA PS 05 – ÁREA 3.	108

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Curso de pós-graduação em Geociências pela estrutura oferecida. A Agência Nacional do Petróleo (ANP) pela bolsa de estudo subsidiada através do Programa de Geologia do Petróleo PRH-12/UFRGS-ANP, a pessoa do coordenador do programa Professor Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Ao orientador Professor Dr. Michael Holz pelo apoio, orientação e principalmente pela paciência durante a realização deste trabalho. Aos professores, colegas e funcionários do curso de Pós Graduação em Geologia da UFRGS.

Aos amigos e todos os meus professores do Centro de Geologia da Universidade Federal do Pará, principalmente nas palavras de apoio e incentivo.

E finalmente, aos meus pais Francisco e Sueli, aos meus irmãos Daniele, Francisco e Henrique e ao meu companheiro Fábio, que me incentivaram para a finalização deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo um estudo utilizando a reconstrução paleoclimática como ferramenta de auxílio na definição da distribuição de arenitos depositados em sistemas parálicos das unidades litoestratigráficas Rio Bonito e Palermo (Eopermiano), que constituem reservatórios análogos para esse intervalo da Bacia do Paraná.

Um estudo estratigráfico refinado de quarta ordem, desenvolvido na margem sudeste da bacia, no Estado do Rio Grande do Sul, proporcionou a reconstrução da paleolinha de costa em diferentes intervalos temporais, denominados de T1, T2 e T3, delimitados de acordo mudanças do nível de base e padrão de empilhamento das parassequências.

A análise paleoclimática, focando na retrodição de regimes de vento e integrada a reconstrução da paleolinha, mostrou que a deriva litorânea que atingia a costa eopermiana do sul da Bacia do Paraná era para sudoeste durante os invernos e norte e nordeste durante os verões. Esta deriva litorânea controlou em parte a deposição dos ambientes deposicionais durante os intervalos de tempo T1 e T2. A orientação do sistema de ilhas-barreira para nordeste-sudoeste, bem como a grande concentração de fácies arenosas a sudoeste da área analisada, pode indicar a predominância de fortes *longshore drifts* originadas durante os invernos sobre aquelas originadas nos verões.

Os mapas de distribuição de arenitos parálicos revelaram que a concentração de sedimentos de sistemas deltaicos em algumas áreas pode ser atribuída à dinâmica costeira durante os invernos. Já para as fácies de arenitos do sistema ilha-barreira / marinho raso, houve pouca relação da ocorrência destes corpos com o padrão da dinâmica costeira.

A pouca relação do sistema ilha-barreira / marinho raso com a dinâmica costeira pode ser atribuída a uma rápida transgressão o que proporcionaria uma erosão contínua das fácies mais proximais da linha de costa e mais influenciadas pelo deslocamento das correntes costeiras ou/e uma diminuição da intensidade das correntes coincidindo com o

progressivo afogamento. O estudo conclui que a dinâmica costeira teve um importante controle sobre a distribuição faciológica de arenitos parálicos na área, mas outros fatores também foram fundamentais como a própria configuração da linha de costa e a transgressão contínua que a Bacia do Paraná experimentou durante o Eopermiano.

ABSTRACT

This work aimed at paleoclimatic reconstructions as a tool for the study and understanding of the accumulation of paralic sandstones of the Rio Bonito/Palermo succession (Early Permian) which constitute analogous reservoirs of the Early Permian in southern margin of Parana Basin.

A detailed fourth-order stratigraphic analysis of provided the paleo-shoreline reconstruction for different time intervals, labeled T1, T2 and T3, delimited according to base level changes and stacking patterns of the parasequences.

A paleoclimatic analysis, focusing on wind regime retrodiction, integrated to the shoreline reconstruction, has shown that the littoral drift was toward southwest during the winters and towards north/northeast during summers. The local coastal dynamics have partly controlled the accumulation during time intervals T1 and T2. The northeast-southwester orientation of barrier island systems as well as the great concentration of sandy facies towards southwest may be indicating the control of sedimentation by strong longshore drift currents originated during the winter.

The isolithic maps of paralic sandstones have revealed that the sediment accumulation of deltaic systems can be attributed to the coastal dynamics during winters. In on the other hand, the sedimentation of the barrier island systems had little relation with the coastal dynamics, but seems to be controlled by the ongoing transgression what it would provide a continuous erosion of proximal facies of the shoreline.

The study has shown that seaveral factors - the coastal dynamics, the shoreline configuration and the continuous transgression - were controlling the distribution of sandy facies in the Early Permian paralic systems bordering the Paraná Basin in southernmost Brazil.

CAPÍTULO 1 -CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.0 INTRODUÇÃO

A margem sul da Bacia do Paraná, localizada no Sul do Brasil, nos últimos anos tem sido o tema de inúmeras publicações aplicando os conceitos da Estratigrafia de Seqüências, enfocando principalmente a variação dos fatores que controlam a assinatura estratigráfica de uma bacia, a eustasia e subsidência (tectônica). Entretanto, a variável climática que possui grande importância no controle deposicional de uma bacia sedimentar, têm sido pouco abordada.

Condicionantes climáticos exercem grande influência sobre a dinâmica costeira de uma bacia sedimentar. A morfologia da linha de costa reflete essencialmente a interação entre o suprimento sedimentar e os processos que retrabalham estes sedimentos. Estes processos - como ondas e correntes - podem agir paralelamente (*longshore current*) ou obliquamente (*obliquely – direct currents*) à linha da praia, desta forma o estudo desses parâmetros é importante, pois estão associados com a remobilização das areias que podem originar reservatórios.

Este trabalho tem por finalidade o estudo de um análogo, utilizando a reconstrução paleoclimática como ferramenta de auxílio na definição da distribuição de rochas clásticas originadas em sistemas parálicos durante o Eopermiano da Bacia do Paraná (Formação Rio Bonito) na sua porção sul-riograndense, onde a análise paleoclimática será integrada a interpretação espaço-temporal sob a óptica da Estratigrafia de Seqüências.

Trata-se de um trabalho que com outros sistemas deposicionais (e.g. eólico) é realizado com uma certa frequência: integrar reconstituições paleoclimáticas com dados sedimentológicos para entender o controle sobre a sedimentação. Para sistemas parálicos em

geral e a Bacia do Paraná em particular, acredita-se que o primeiro estudo desse tipo foi o de Holz & Kalkreuth (2001) abordando as condições paleoclimáticas como indutores de regimes de ondas que controlaram a deposição de carvão no paleoestúário de Candiota/RS, trabalho este que inspirou a temática da presente dissertação.

Além de seu evidente interesse científico-acadêmico, esse tipo de estudo pode ter aplicações tecnológicas, porque para a área técnica da indústria do petróleo, por exemplo, este tipo de análise pode auxiliar na pesquisa de reservatórios siliciclásticos costeiros, em bacias sedimentares com déficit de dados geofísicos e geológicos.

1.1 OBJETIVOS

I - Objetivo principal

O principal objetivo deste trabalho é analisar como a influência climática (padrão dos ventos e correntes) contribuiu no registro dos sistemas parálicos e elaborar um modelo de distribuição das rochas clásticas arenosas.

II – Objetivos secundários

1. Compreensão da evolução temporal e espacial dos sistemas deposicionais por meio de análise faciológica seqüencial de perfis colunares de subsuperfície (testemunhos e perfis de poços);
2. Compilação estratigráfica com base nas interpretações dos perfis;
3. Elaboração de seções estratigráficas;
4. Construção de mapas para a paleolinha de costa da borda sul da Bacia do Paraná para diferentes intervalos estratigráficos (parasseqüências);
5. Construção de mapas paleoclimáticos com a retrodição das direções preferências dos ventos.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na borda sul da Bacia do Paraná, e abrange o estado do Rio Grande do Sul, entre as coordenadas UTM S: 600000 e 100000, E: 6700000 e 6505000 (Figura 1). Os depósitos sedimentares da região estudada estão instalados em grande parte na unidade geomorfológica conhecida como Depressão Periférica do Rio Grande do Sul.

Para melhor estudar a região em questão, a área foi dividida em três subáreas para melhor tratamento dos dados, denominadas de área 1, área 2 e área 3, conforme demonstrado na figura 1. A área 1 está localizada mais a nordeste do estado, entre as coordenadas UTM S:390000 a 600000, E:6730000 a 6660000. A área 2 está localizada na porção central e centro oeste do estado entre as coordenadas UTM S:170000 a 410000, E:670000 a 6630000. A área 3 está localizada na porção sul e sudoeste do estado entre as coordenadas UTM S:110000 a 250000, E: 6700000 a 6630000.

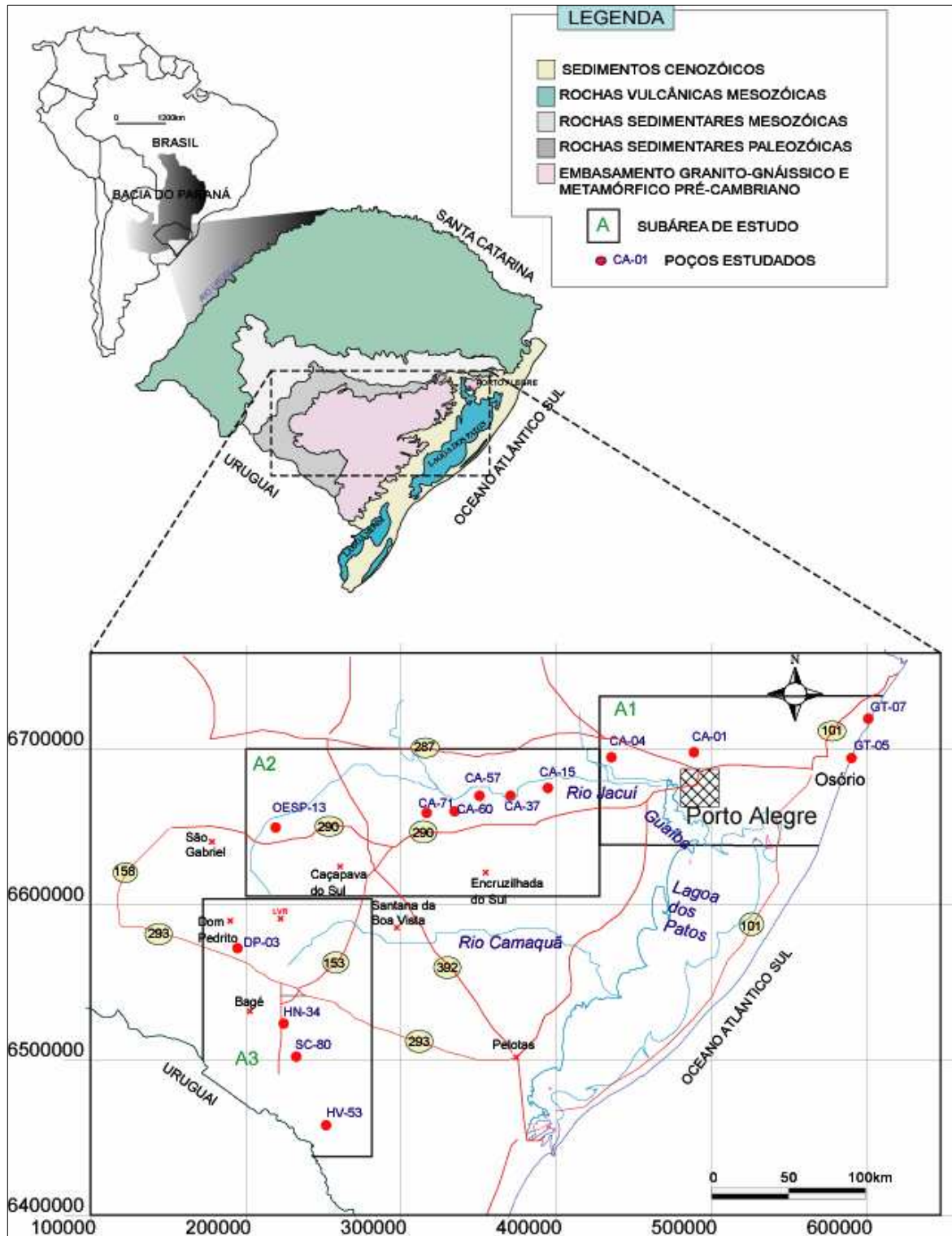


Figura 1-Mapa de localização da área estudada e limite das subáreas

1.3 METODOLOGIA

1.3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E AQUISIÇÃO DE DADOS

A primeira etapa foi a pesquisa bibliográfica básica, consistindo no levantamento bibliográfico acerca da geologia regional, bem como na compilação de trabalhos que obtivessem enfoque sobre a evolução estratigráfica e paleoambiental da borda Sul da Bacia do Paraná. Para a aquisição de dados, foi feito um levantamento em todos trabalhos realizados pelo *Grupo de Estratigrafia Aplicada* (GEAP/UFRGS) com a finalidade de se obter uma maior informação sobre todos os testemunhos de sondagem e perfis geofísicos interpretados na área estudada.

Foram selecionados 58 perfis geofísicos, que abrangem toda a área estudada, realizados pela Companhia de Recursos Minerais (CPRM) nas décadas de 70 e 80 nos projetos em busca do carvão e água subterrânea no estado do Rio Grande do Sul. Durante esta etapa foi feito trabalho na litoteca da CPRM, situ no município de Caçapava do Sul – RS, onde foram descritos 10 testemunhos de sondagem (Figura 2), com o objetivo de reconhecer as variações litofaciológicas e suas associações, observando-se as principais tendências deposicionais ao longo da borda sul da bacia.

Os testemunhos de sondagem foram descritos na escala de 1:100, com base na litologia, cor, tamanho de grão, textura (seleção, arredondamento e esfericidade), estruturas (primárias e secundárias), fósseis, espessura e contato entre as camadas (abrupto, erosivo, gradacional). A descrição das litofáceis foi padronizada em nomenclaturas baseando-se nas descrições de Holz *et al.* (2006).

ÁREA 1			ÁREA 2			ÁREA 3		
FURO	COORD X	COORD Y	FURO	COORD X	COORD Y	FURO	COORD X	COORD Y
GT-05	589370	6694310	CA-71	316000	6659000	HV-53	224528	6460472
GT-07	600170	6719650	CA-75	340000	6669000	HV-28	237991	6477005
TG-07	553175	6684850	*CA-59	346000	6665000	HV-55	231998	6482001
TG-09	546700	6695400	CA-54	387000	6680000	HV-51	238002	6473997
TG-179	573190	6701079	*CA-15	394000	6675000	*HV-43	227942	6468019
TG-228	587549	6698514	CA-37	370000	6670000	SC-10	236000	6496000
TG-24	546360	6703075	SS-05	256590	6668786	HV-40	240500	6458000
TG-28	540670	6679475	SS-08	243946	6670613	*HN-20	235316	6517020
TG-36	567620	6690510	OESP06	226650	6650600	*SC-06	236001	6492001
TG-63	555325	6694050	OESP03	219600	6657400	*SC-31	228053	6490025
TG-69	565070	6682940	IR-153	309952	6665010	HV-60	231000	6472000
TG-89	550085	6678111	SG-02	199350	6660000	SC-80	230249	6502152
*TG-93	575393	6703501	SG-05	199350	6652850	DP-01	124300	6563200
TG-94	573190	6690240	SG-06	187800	6640000	DP-03	112800	6586900
*LE-02	401000	6679000	SG-04	204000	6649750			
CA-01	488000	6698000	SG-09	179800	6651800			
CA-02	461905	6699780	*CA-60	344000	6660000			
CA-03	448325	6696535	CA-57	350000	6670000			
CA-04	434900	6694765						
CA-82	508000	6690000						
CA-84	516000	6698000						
CA-87	520000	6717000						
CA-89	510000	6702000						
*CA-91	507000	6701444						
CA-93	510350	6698100						
CA-100	523120	6705140						

Poços utilizados nas seções estratigráficas

* Testemunhos de sondagem descritos

Figura 2 – Tabela contendo a relação dos furos de sondagens utilizados para elaboração do arcabouço estratigráfico da área de estudo. No total, foram trabalhados 58 perfis e descritos em detalhe 10 testemunhos de sondagens.

1.3.2 INTERPRETAÇÃO E CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A segunda etapa do trabalho consistiu na interpretação dos perfis geofísicos bem como dos furos de sondagem descritos. Foi realizado o tratamento gráfico, onde 17 perfis de raio gama foram digitalizados na escala vertical de 1:100, no *Auto Cad Map® 2002* e, editados no programa *Adobe Illustrator 10®*, extraindo-se também a descrição litológica.

A interpretação dos perfis de raio gama seguiu o modelo de eletrofácies proposto por Cant *in* Walker (1992), e foi amarrada com a descrição litológica dos furos de sondagem, onde foi possível delimitar as principais fácies e associações faciológicas.

A interpretação dos perfis e correlações estratigráficas foi baseada nos fundamentos da Estratigrafia de Seqüências, seguindo-se o modelo clássico de Van Wagoner *et al.* (1988). A utilização da estratigrafia de seqüências como ferramenta permitiu estabelecer um arcabouço estratigráfico-temporal, através do reconhecimento das variações tridimensionais dos sistemas deposicionais dentro de um contexto tectono-eustático, ou seja, o reconhecimento das superfícies limítrofes (superfície transgressiva-ST, superfície de inundação máxima -SIM, limite de seqüência - LS e limite de parasseqüência –LP.), tratos de sistemas (trato de sistema de mar alto - TSMA, mar baixo - TSMB,trato de sistema transgressivo –TST) e seqüências deposicionais.

Após a interpretação estratigráfica dos perfis geofísicos e dos testemunhos de sondagem, foi realizada uma compilação dos dados em planilhas do Excel. A compilação foi feita a partir do sistema transgressivo (estuário- lagunar/ barreira) da Formação Rio Bonito até a superfície de inundação máxima do sistema marinho da Formação Palermo. Este enfoque permitiu o detalhamento das principais rochas-reservatório de sistemas parálisos contidos no intervalo estudado.

Para correlação e confecção das seções estratigráficas, a região estudada foi dividida nas mencionadas três áreas. Os poços foram separados em suas respectivas áreas e editados, com a profundidade real, perfil RG e perfil litofaciológico. O *datum* escolhido para correlação estratigráfica foi a superfície de inundação (SIM) máxima dos limites marinhos correspondentes a Formação Palermo. Esse marco foi selecionado por apresentar ampla extensão regional e por ser mapeado nos testemunhos de sondagem.

1.3.3 RECONSTITUIÇÃO PALEOFISIOGRÁFICA

A reconstituição paleofisiográfica foi baseada na interpretação das seções estratigráficas e análise dos poços e perfis raio gama. Para esta reconstituição foi construído um banco de dados com a espessura e composição das parassequências a partir do trato de sistemas transgressivo 2, e interpoladas no programa *Surfer 8.0 Golden Software*®. Este dado foi agrupado e finalmente redesenhado e editado no programa Adobe Illustrator 10®.

1.3.4 MAPAS PALEOCLIMÁTICOS

Os mapas de pressão do ar e temperatura foram compilados a partir dos mapas globais de Patzkowsky *et al.* (1991) e Gibbs *et al.* (2002). Estes mapas foram digitalizados no *Auto Cad Map*® 2002. As curvas para pressão do ar e temperatura foram cotadas, os mapas digitais foram transformados em planilhas salvos em formato.XYZ, para posteriormente serem inseridos no programa *Surfer 8.0 Golden Software*®. Esses dados foram interpolados gerados em uma matriz de gridagem pelo método *Kriging*, para em fim, construir os mapas de contorno de pressão e temperatura em 2D.

A análise dos mapas seguiu o método de Fujita - Ziegler descrito por Gyllenhaal *et al.* (1991). A reconstituição paleoclimática do modelo Fujita-Ziegler é baseada na extrapolação atual do clima. A aplicação deste modelo de reconstituição paleoclimática requer a base de mapas paleogeográficos, que incluam a melhor posição das linhas de costa, extensão das cadeias de montanhas e platôs acima de 200m de elevação, bem como, posição e extensão de continentes e mares glaciais. Os mapas foram construídos separadamente para o verão e inverno para ilustrar os efeitos sazonais. Os mapas de pressão de ar produzidos através modelo de Fujita podem ser usados como a base para a reconstituição de ventos, correntes oceânicas e zonas de ressurgência.

As direções preferências dos ventos foram interpoladas nos mapas de pressão atmosférica, onde os fluxos foram traçados dos centros de alta pressão para baixa pressão e também de acordo com a interferência da força de Coriolis para o Hemisfério Sul, onde no centro de alta pressão os ventos são divergentes e no sentido anti-horário e nos centros de baixa pressão os ventos são convergentes no sentido horário. Verificou-se a direção principal dos ventos na região estudada, e essas direções foram interpoladas nos mapas paleofisiográficos e reajustadas de acordo com as peculiaridades locais de cada região.

1.4 ARCABOUÇO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO REGIONAL DA BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma bacia de interior continental, instalada sobre a Placa Sul-Americana com extensão de aproximadamente 1.700.000 km², dos quais 1.100.000 km² estão no Brasil e seus limites (arcos ou soerguimentos) são: o Arco de Goiânia a norte, Alto Parnaíba a nordeste, Cinturão Móvel Paraguai-Araguaia a noroeste, Arco de Assunção a oeste, Arco de Ponta Grossa na borda oriental, e ao sul o Arco de Rio Grande (Zalán *et al*, 1990; Milani, 2000 - Figura 3).

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é marcado por três elementos tectônicos lineares principais: NE-SW, NW-SE, E-W. Os dois primeiros seriam direções herdadas do embasamento Pré-Cambriano reativados ao longo da evolução da bacia. Os lineamentos E-W de menor expressão, estão relacionados ao desenvolvimento do Atlântico Sul (Zalán *et al* 1990,b).

O preenchimento sedimentar foi controlado por ciclos tectônico-eustático ligados a eventos orogênicos de subducção e acreção de terrenos na margem sudoeste do paleocontinente Gondwana (Milani, 2000). Estes episódios orogênicos marcaram dois ciclos tectono-sedimentar-magmático: O primeiro, distribuído entre o Ordoviciano ao Devoniano,

compreendeu dois eventos de deformação e fenômenos associados às orogênias Oclóyica e Precordilheirana. O segundo, o ciclo Gondwânico, entre o Neodevoniano e o Eotriássico, incluiu as orogênias Chánica e Sanrafaélica (ou Cabo-la Ventana).

Estes ciclos estão registrados na sucessão sedimentar da Bacia do Paraná, dividida por Milani (1997) em seis seqüências deposicionais de segunda ordem, depositadas durante o Neo-Ordoviciano ao Neo-Cretáceo. Essas seqüências são: Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciano ao Siluriano), Paraná (Devoniano), **Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico)**, Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

Na Superseqüência Gondwana I encontra-se o intervalo estratigráfico estudado nesta dissertação. Esta seqüência forma um ciclo completo de 2º ordem transgressivo-regressivo, onde a porção basal é marcada por um hiato erosivo de aproximadamente 55 Ma, desenvolvido provavelmente num período em que a Bacia do Paraná estava situada sobre o pólo sul. Este hiato temporal ocupou praticamente todo o Eocarbonífero, e provocou a escavação de vales e o retrabalhamento de depósitos do Devoniano.

A sedimentação se iniciou no Pensilvaniano com os depósitos de influência glacial do Grupo Itararé. Com condições climáticas mais amenas no final do Eopermiano, espessos pacotes de arenitos e siltitos costeiros correspondentes litologicamente a Formação Rio Bonito invadiram a Bacia do Paraná. No Neopermiano, com a deposição dos pelitos marinhos da Formação Palermo, a fase transgressiva se completa e atinge seu ponto máximo. O ciclo regressivo desta superseqüência se completa já no Mesozóico com a acumulação de *red beds* das formações Rio do Rastro, Sanga do Cabral e Pirambóia.

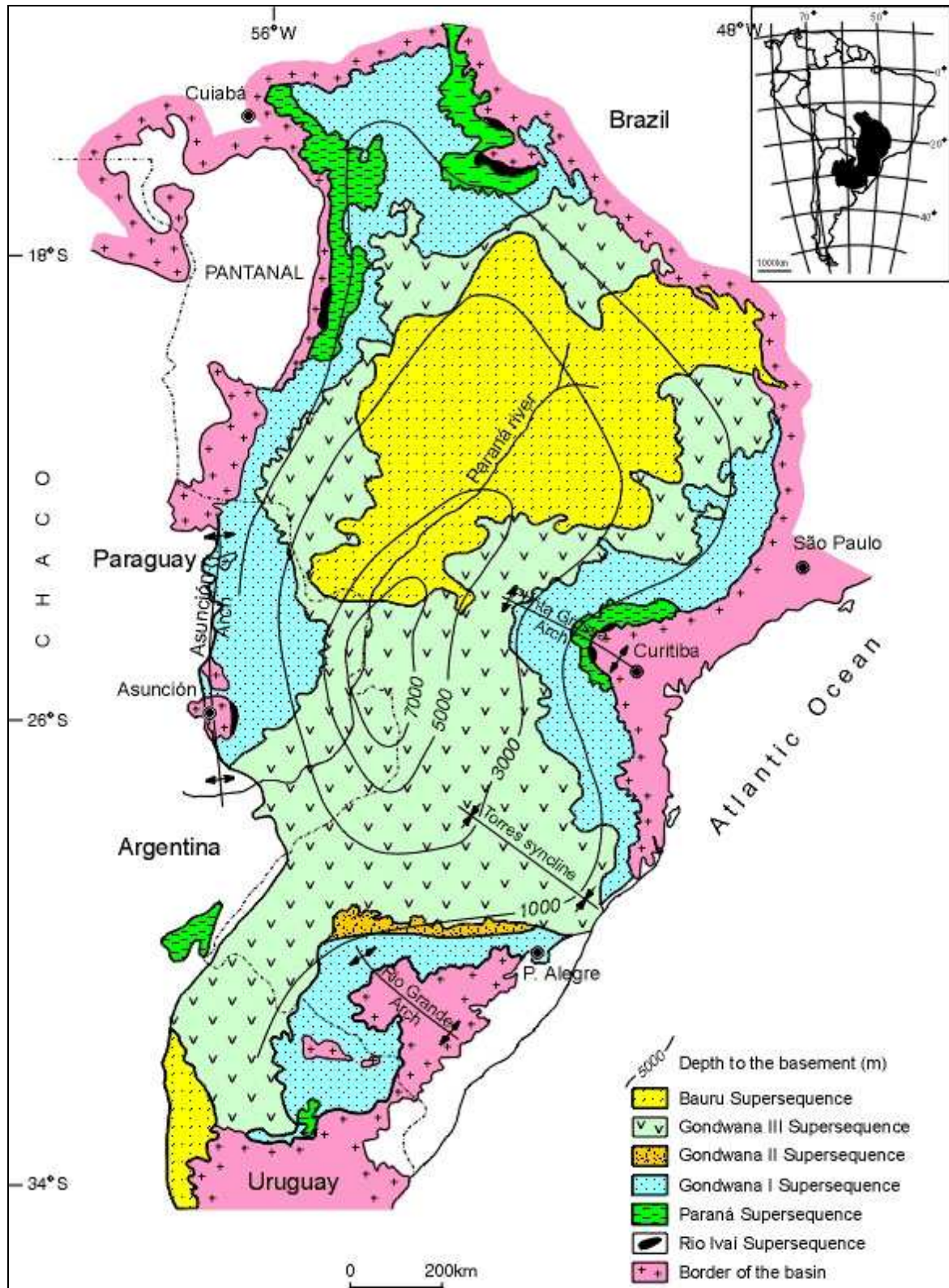


Figura 3 - Mapa Geológico da Bacia do Paraná (Milani, 1997), mostrando a faixa de afloramento das seis supersequências mapeadas para a bacia.

CAPÍTULO 2 – FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

2.0 DEFINIÇÃO

O termo fácies foi introduzido por Steno em 1669 e seu uso moderno foi proposto por Gressly (1838) para designar a soma total dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica (Della Fávera, 2001).

Segundo Reading (1996), fácies é um corpo de rocha com características distintas, que pode ocorrer como uma única camada, ou um grupo de múltiplas camadas formadas sob condições específicas, que reflete um processo particular de sedimentação, além de ser o elemento fundamental de descrição numa sucessão sedimentar.

Segundo Walker (1992), a síntese de todas as relações e análises genéticas e tridimensionais de fácies, conduz ao conceito do “Modelo de Fácies”, o qual representa um sumário de um ambiente sedimentar específico, que pode ser utilizado de quatro maneiras:

- 1) como norma com propósito de comparação;
- 2) como arcabouço e guia para futuras observações;
- 3) como elemento de previsão em situações geológicas novas;
- 4) como base para interpretação integrada do ambiente ou do sistema que ele representa.

Com os modelos de fácies e interpretação dos paleoambientes é possível inferir os sistemas deposicionais, onde segundo Walker (1992), “*o sistema deposicional é uma assembléia tridimensional de fácies, geneticamente relacionadas a processos e ambientes de sedimentação ativos ou inferidos*”.

2.1 CARACTERIZAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS

Neste trabalho as fácies descritas foram identificadas nos furos de sondagens TG-93-RS, LE-02, CA-91, CA-59, CA-15, CA-60, HV-43, HN-20, SC-06, SC-31. Após a descrição de fácies e a análise dos seus processos de sedimentação, foi possível agrupar 14 associações faciológicas. Estas associações foram empilhadas e comparadas com os modelos de fácies existentes na literatura, e desta forma, foi possível determinar 13 subsistemas deposicionais, os quais correspondem a 4 sistemas deposicionais maiores responsáveis pela sedimentação da região estudada (Figura 4). A descrição e nomenclatura dos sistemas deposicionais foram baseados em Holz (2003) e Holz *et al.* (2006).

<i>Sigla</i>	<i>Fácies</i>	<i>Estrutura Sedimentar</i>	<i>Processo Sedimentar</i>
Cgm	Conglomerado suportado pela matriz	Ausente	Fluxo gravitacional
Cgc	Conglomerado suportado por clastos	Gradação normal e estratificação cruzada	Migração de formas de leito sob condições variáveis de energia
Cgi	Conglomerados com intraclastos (intraformacional)	Ausente	Retrabalhamento de sedimentos pré-litificados
Adl	Arenito fino a grosso com grânulos de quartzo.	<i>Drapes</i> de lama e laminação <i>flaser</i>	Regime de fluxo alternando migração de formas de leito com decantação de sedimentos em suspensão.
Acf	Arenito médio a grosso	Estratificação cruzada festonada	Migração de dunas e <i>ripples</i> subaquosas com crista curva, canalizadas em regime de fluxo alternado.
Acp	Arenito fino a grosso	Estratificação cruzada planar	Migração de dunas e <i>ripples</i> subaquosas com crista reta, em regime de fluxo alternado.
Am	Arenito fino a grosso com grânulos de quartzo e feldspato	Maciço	Regime de fluxo superior com ausência de tração ou rápida deposição do material
Asw	Arenito fino a médio	Estratificação cruzada <i>Swash</i>	Corrente unidirecional em regime de fluxo superior.
Asl	Arenito fino a médio	Estratificação cruzada <i>Swaley</i>	Regime de fluxo oscilatório com correntes bidirecionais
Ahcs	Arenito fino com bioturbação <i>Skolithos</i> e <i>Cruziana</i> (icnog. <i>Planolites</i>)	Estratificação cruzada <i>Hummocky</i>	Regime de fluxo oscilatório com correntes bidirecionais e decantação de sedimento em suspensão.
Aht	Arenito fino intercalado com siltito (heterolítico)	Laminações <i>wavy</i> , <i>linsen</i> e <i>flaser</i>	Regimes com alternância de energia com correntes unidirecionais e/ou bidirecionais.
Rt	<i>Couplets</i> de silte e argila, intercalados com arenito fino e grânulos de quartzo.	Laminação plano-paralela.	Fluxos de baixa energia alternado com decantação de sedimentos em suspensão.
PII	Lamitos (siltito e argilito) intercalado com arenito fino a grosso	Laminação lenticular, <i>ripples</i> , <i>slumps</i>	Condições de baixa energia alternada com decantação; fluxos gravitacionais de baixa energia
Sm	Siltito	Maciço ou apresentando estruturas do tipo <i>birdseye</i>	Alternância de condições subaquosas de baixa energia e condições subaéreas
FeC	Carvão e folhelho carbonoso	Marcas de raízes, impressões e restos vegetais.	Condições subaquosas com decantação de sedimentos pelíticos, com acumulação agradacional de matéria orgânica vegetal

Figura 4 - Quadro resumo das fácies encontradas no intervalo estudado.

2.1.1 CONGLOMERADO SUPORTADO PELA MATRIZ (CGM)

Descrição: conglomerado extraformacional suportado pela matriz de coloração marrom-avermelhada ou cinza clara. A granulometria varia entre grânulos a seixo. Os clastos são subangulosos a subarredondados de composição polimítica com clastos de rochas graníticas, vulcânicas, metamórficas e rochas sedimentares pré-litificadas (arenito e siltito). A matriz varia entre areia média a silte (Figura 5).

A organização interna de algumas camadas apresenta gradação normal, porém há camadas sem nenhum tipo de organização. O contato basal desta litofácies ocorre de forma erosiva e plana ou gradual para o topo. A espessura é variável, podendo chegar até dois metros.

Interpretação: a fácies Cgm provavelmente foi gerada por fluxos gravitacionais de alta viscosidade e energia. Os clastos subangulosos indicam que o sedimento foi pouco retrabalhado com áreas-fonte próximas às áreas de deposição. A gradação normal ou inversa de algumas camadas indica que o fluxo foi pulsativo com diminuição da competência para regiões mais distais do sítio deposicional.



Figura 5 - Fácies conglomerado suportado pela matriz.

2.1.2 CONGLOMERADO SUPORTADO PELOS CLASTOS (CGC)

Descrição: conglomerado extraformacional suportado pelos clastos de coloração marrom-avermelhada. A granulometria varia entre grânulos a blocos. Os clastos são angulosos a subangulosos de composição polimítica com clastos de rochas graníticas, vulcânicas, metamórficas. Porém há camadas com clastos somente oligomíticos (rochas

graníticas). Observou-se também gradação normal em algumas camadas e estratificação cruzada insipiente (Figura 6). O contato basal desta litofácies é erosivo e gradual ou planar para o topo. A espessura encontrada varia entre 0,3 a 1,0 metro.

Interpretação: as características descritas na fácies Cgc refletem provavelmente a migração de formas de leito sob condições energia alta, mas variável.



Figura 6: Exemplo da fácies Conglomerado suportado por clastos .

2.1.3 CONGLOMERADO COM INTRACLASTOS OU INTRAFORMACIONAL (CGI)

Descrição: conglomerado intraformacional suportado pela matriz de coloração cinza escura a cinza clara. A granulometria varia entre grânulo a seixo. Os clastos são angulosos a subarredondados constituídos principalmente por rochas sedimentares pré-litificadas como clastos de argila, folhelho com restos vegetais e carvão. A matriz varia entre areia média a silte. No geral sem organização internas nas camadas. O contato basal com as camadas sobrejacentes é irregular e erosivo. A espessura desta fácies é centimétrica.

Interpretação: a fácies Cgi indica o retrabalhamento de sedimentos pré-litificados e expostos subaereamente por fluxos de alta energia, provavelmente relacionados a fortes cheias ou a grandes subidas da maré.

2.1.4 ARENITO COM *DRAPES* DE LAMA (ADL)

Descrição: arenito de coloração acinzentada, com composição subarcoseana a arcoseana. A granulometria varia entre fina a grossa, com delgados níveis de grânulos de quartzo. As estruturas observadas são *drapes* de lama e laminação *flaser* (Figura 7). Algumas camadas estão associadas na base com pequenos níveis piritizados. Observou-se também estratificação cruzada incipiente. O contato desta fácies no topo e base em geral é plano e abrupto. As espessuras são variáveis de 0,5 a 5,0 metros.

Interpretação: a fácies Adl foi depositada sob alternância de energia com migração de forma de leito em regime de alta energia intercalado com períodos de baixa energia e decantação da lama.



Figura 7 -Fácies arenito com *drape* de lama (Adl) no testemunho SC-31.

2.1.5 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA FESTONADA (ACF)

Descrição: arenito de coloração amarelada a acinzentada, com composição quartzo-feldspática. A granulometria varia entre média a grossa, com alguns níveis de grânulos de quartzo. A estrutura observada é estratificação cruzada festonada. O contato basal desta fácies geralmente é erosivo quando sobreposto à fácies pelíticas ou é plano com as demais litofácies. As espessuras observadas variam entre 0,3 a 1,0 metro.

Interpretação: a fácies Acf reflete a migração de dunas e *ripples* subaquosas, em regime de fluxo inferior.

2.1.6 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR (ACP)

Descrição: arenito de coloração cinza clara, com composição quartzo-feldspática. A granulometria varia entre fina a grossa. A estrutura observada é estratificação cruzada planar. O contato do topo e base desta fácies geralmente é plano com as demais litofácies. As espessuras observadas variam entre 0,2 a 1,0 metro.

Interpretação: a fácies Acp reflete a migração de *ripples* subaquosas de crista reta, em regime de fluxo inferior.

2.1.7 ARENITO MACIÇO (AM)

Descrição: arenito de coloração amarela clara a acinzentada, de composição no geral subarcoseana a arcoseana. A granulometria varia de areia muito grossa a areia média, com níveis de grânulos de quartzo e feldspato. Não há estruturas sedimentares e nenhum tipo de organização interna (Figura 8). Níveis piritizados são comuns na base de algumas camadas. Os contatos são em geral abruptos com fácies pelíticas no topo e base.

Interpretação: as características da fácies Am sugerem que esta foi formada por fluxos subaquosos, em regime de fluxo superior com rápida deposição do material.



Figura 8 - Fácies arenito maciço em testemunho.

2.1.8 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO-SWASH (*ASW*)

Descrição: arenito de coloração cinza esbranquiçada com composição quartzo-feldspática. A granulometria varia entre areia fina a média, com grãos bem selecionados, arredondados a subarredondados. Na base de algumas camadas há intensos níveis de oxidação e raros clastos de argila. A estrutura observada é a estratificação cruzada de baixo ângulo *swash* (Figura 9). As espessuras observadas variam entre 0,3 a 1,0 m.

Interpretação: a fácies *Asw* é formada por fluxos de corrente unidirecional com regime de fluxo superior.



Figura 9 - Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (*Asw*)

2.1.9 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA *SWALEY* (*ASL*)

Descrição: arenito de coloração cinza clara a esbranquiçada com composição quartzo-feldspática. A granulometria varia entre areia muito fina a média com níveis de grânulos de quartzo intercalado. As camadas de arenito são amalgamadas e apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo *swaley* e algumas vezes encontram-se limitadas com

níveis de siltito. O contato na base e no topo destas camadas ocorre de forma gradual e as espessuras são de aproximadamente 0,5 metro.

Interpretação: a fácies *Asl* provavelmente foi gerada sobre um regime oscilatório, bidirecional sob condições de alta energia relacionado à deposição de tempestitos proximais.

2.1.10 ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA *HUMMOCKY* (*AHCS*)

Descrição: arenito de coloração cinza clara, com composição quartzo-feldspática. A granulometria varia entre areia muito fina a fina, com alternância de níveis silticos com estratificação cruzada *hummocky*. Alguns níveis apresentam-se bastante bioturbados com icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* (icnogênero - *Planolites*). O contato desta fácies é gradual no topo e base. A espessura média dessa fácies é de 0,5 a 1,0m.

Interpretação: o processo gerador da fácies (*Ahcs*) é formado por fluxo oscilatório, bidirecional, gerado por regime de ondas de tempestade e decantação dos sedimentos suspensos (Figura 10).



Figura 10 - Fácies arenito com estratificação cruzada *hummocky* (*Ahcs*).

2.1.11 ARENITO HETEROLÍTICO (*AHT*)

Descrição: arenito cinza esverdeado de composição quartzo-feldspática, com granulometria fina a muito fina intercalado com níveis de siltito. As intercalações apresentam

laminações plano-onduladas e a quantidade de arenito e siltito pode ser variada. Associado a esta fácies pode ocorrer estratificação cruzada *hummocky*, pequenas *ripples*, laminação *wavy*, *linsen* e *flaser* (Figura 11). Ocorrem também níveis com bioturbações. Esta é uma fácies muito comum nos poços analisados, e em geral o seu contato é gradual no topo e base. As espessuras são variáveis com níveis centimétricos até 1,0 metro.

Interpretação: a fácies Aht com estratificação cruzada *hummocky*, indica um regime de ondas de baixa energia relacionado à deposição de tempestitos distais. Entretanto, quando esta fácies está relacionada com as laminações *wavy*, *linsen* e *flaser* podem indicar regimes unidirecionais e/ou bidirecionais (corrente ou onda) sob condições de alta energia com deposição de areia, e alternando momentos de baixa energia com decantação dos sedimentos pelíticos.



Figura 11 - Fácies arenito heterolítico.

2.1.12 RITIMITO (RT)

Descrição: *Couplets* de argilito e siltito cinza escuro a esverdeado intercalado com níveis de arenito fino e delgados níveis de grânulos de quartzo (Figura 12). Foram observados níveis bioturbados centimétricos horizontais. Algumas camadas estão bastante fraturadas e falhadas, onde as fraturas geralmente estão preenchidas com material carbonático.

O contato desta fácies na base pode ocorrer de maneira abrupta e planar quando sobreposta à fácies de conglomerado (Cgm, Cgc), e gradual no topo e base com as demais litofácies. As espessuras observadas não ultrapassam de 1,0 metro.

Interpretação: as características da fácies Rt indicam um processo gerado por fluxo de baixa energia com decantação de sedimentos em suspensão associados a porções distais de fluxos gravitacionais de baixa energia.



Figura 12 - Fácies Ritimito.

2.1.13 PELITO (PLL)

Descrição: predominantemente argila e silte de coloração cinza escura a cinza clara com delgadas intercalações de arenito fino a grosso. As estruturas associadas são: laminação lenticular, *climbing ripple*, *slump* (obs. idem ant.) e estruturas biogênicas – bioturbação (obs. idem ant). O contato com as demais litofácies na base e topo pode ocorrer de forma gradual ou planar. A espessura nos poços estudados varia entre 0,5 a 3,0 metros.

Interpretação: a fácies Pelito é o resultado da alternância entre migração de *ripples* de baixa energia com períodos de decantação de sedimentos em suspensão.

2.1.14 SILTITO COM *BIRDSEYE* (SM)

Descrição: siltito cinza claro a cinza escuro com níveis de areia fina. No geral está fácies apresenta-se bastante alterada, mas foi possível identificar pequenas vesículas poligonais e fendas preenchidas com carbonato semelhante à estrutura *birdseye*. O contato na base e topo é irregular com as demais litofácies. A espessura observada varia entre poucos centímetros a 0,7 m.

Interpretação: a fácies Sm é formada pela alternância de condições subaquosas e subaéreas e pela grande quantidade de gases aprisionados no material lamoso, formando cavidade que foram preservados durante a diagênese pelo preenchimento com cimento carbonático (Figura 13).



Figura 13 - Fácies siltito maciço com estruturas similares a *birdseye*.

2.1.15 FOLHELHO CARBONOSO E CARVÃO (FCC)

Descrição: folhelho carbonoso cinza claro a cinza escuro com restos e impressões vegetais intercalados com camadas de carvão. As camadas de carvão apresentam níveis de fusênio e vitrênio. Estas litofácies em geral estão associadas a concreções piritosas, marca de raízes e níveis oxidados marrom-avermelhado semelhante à paleossolo. Os níveis de carvão e folhelho carbonoso apresentam espessura centimétrica a métrica. O contato desta litofácies na base e topo pode ser gradual e/ou plano abrupto (Figura 14).

Interpretação: o processo sedimentar que formou a fácies Fcc foi à acumulação agradacional de matéria orgânica vegetal (restos de folhas, raízes, polens e esporos, etc) intercalado com material lamoso gerado por decantação de sedimentos em suspensão.



Figura 14 - Fácies folhelho carbonoso e carvão sobreposta à fácies Asw.

2.2 ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Para a interpretação ambiental, é importante definir a associação de fácies, uma vez que uma fácies pode ocorrer em diversos ambientes distintos, resultantes de um mesmo processo de sedimentação. Partindo deste princípio, após a descrição de fácies e a análise dos seus processos de sedimentação, foi possível agrupar 14 associações faciológicas. Estas associações foram empilhadas e comparadas com os modelos de fácies existentes na literatura, e desta forma, foi possível determinar 13 subsistemas deposicionais, os quais correspondem a 4 sistemas deposicionais maiores responsáveis pela sedimentação da região estudada, ver tabela 2. A descrição e nomenclatura dos sistemas deposicionais e subsistemas foram baseados em Holz *et al.* (2006) e Holz (2003), e foram denominadas conforme a Figura 15, detalhados a seguir:

SISTEMA DEPOSICIONAL		SUBSISTEMA		ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA		ESPESSURA (m)
1	FAN- DELTA	1 A	Fan – delta proximal	AF-I	Cgm, Cgc, Aça	2,00 -10,00
		1 B	Fan – delta distal	AF-II	Rt, Pll	0,5 – 2,00
2	DELTA DOMINADO POR RIO	2 A	Planície deltaica	AF- III	Cgc, Aca, Acp, Ht	3,00 -5,00
				AF- IV	Pll, FcC	1,00 -2,00
		2 B	Frente deltaica	AF- V	Cgc, Aça, Acp, Adl, Pll	1,00 -3,00
		2 C	Pró-delta	AF- VI	Rt, Pll, Aht	1,00 -3,00
3	ESTUARINO LAGUNAR	3 A	<i>Bay head</i> delta	AF- VII	Cgc, Aht, Adl	5, 00 -15,00
		3 B	Barra e delta de maré	AF- VIII	Am, Adl, Acp	2,00 – 10,00
		3 C	Pântano/laguna	AF- IX	FcC, Pll	1,00 -10,00
				AF- X	FcC, Aht	1,00 -5,00
		3 D	Leque de <i>washover</i>	AF- XI	Cgi, Cgm, Aça, Am	0,05 – 0,50
4	ILHA BARREIRA	4 A	<i>Foreshore</i>	AF- XII	Asw, Acp, Sm	0,05 – 10,00
		4 B	<i>Shoreface</i> superior	AF- XIII	Aça, Asl	5,00 -10,00
		4 C	<i>Shoreface</i> médio	AF- IV	Aht, Ahcs	3,00 – 10,00
		4 D	<i>Shoreface inferior e offshore</i>	AF- V	Ahcs, Aht, Pll	5,00 -15,00

Figura 15 - Quadro com sistemas os deposicionais, subsistemas e associação faciológica do intervalo estratigráfico estudado.

2.2.1 SISTEMA DEPOSICIONAL I – FAN-DELTA

Os fan-deltas são leques aluviais costeiros, cujas porções mais distais passam diretamente para um corpo de água. São comuns em bacias tectonicamente ativas associadas às margens de placas e a bacias intracratônicas controladas por falhas. Este sistema pode ter um significado paleoclimático, pois se desenvolve melhor sob condições climáticas extremas (semi-árido ou glacial).

Este sistema na área de estudo ocorre encaixado em paleovales ou paleofiordes e é composto pela associação de fácies AF1 (CGm, Cgc, Aca) e associação AF2 (Rt e Pll), representando uma sucessão granodecrescente ascendente, depositada sobre o embasamento cristalino (Figura 16). Considerando que a associação de fácies AF1 foi depositada nas porções mais proximais da área-fonte na forma de leques proximais e a associação de fácies AF2 foi depositada nas porções mais distais, assim foi possível dividir em dois subsistemas distintos:

- *Subsistema 1-A: Fan-delta proximal:*

Este subsistema indica a coexistência de depósitos gravitacionais (*debris flow*) representado por conglomerado polimítico suportado pela matriz, fácies (Cgm), com depósitos de processos trativos de corrente das fácies (Cgc e Aca) (Figura 16).

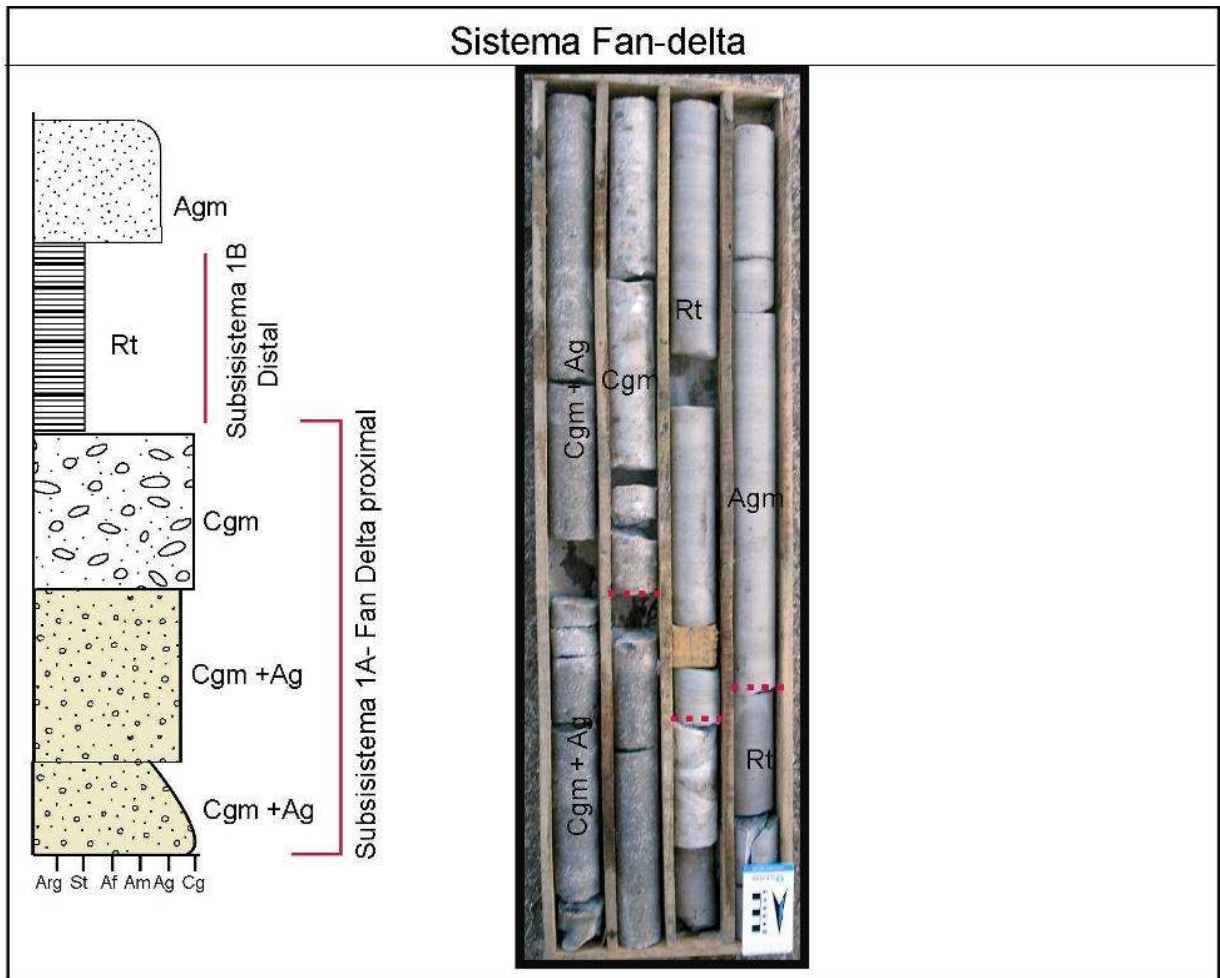


Figura 16 - Sistema deposicional de fan-delta proximal e distal

- *Subsistema 1-B: Fan-Delta distal:*

Este subsistema foi depositado provavelmente após a intensa lixiviação das porções proximais dos leques durante enxurradas torrenciais que permitiu o transporte de finas partículas (silte, argila e areia fina) e a deposição nas porções mais distais em corpos aquosos, representado pelas fácies (Rt e Pll) (Figura 16). A progradação deste subsistema

provavelmente indica a retração dos leques proximais, e esta retração pode ter ocorrido por erosão progressiva da área fonte.

2.2.2 SISTEMA DEPOSICIONAL II – DELTA DOMINADO POR RIO

Segundo Bhatthacharya & Walker (1992), delta é uma discreta protuberância formada quando os rios adentram nos oceanos, mares semifechados, lagos ou lagoas e o seu suprimento sedimentar é rapidamente redistribuído em relação aos processos da bacia receptora. Galloway (1975), subdividiu os deltas de acordo com o processo dominante de controle de sua morfologia: rios, ondas e marés (Figura 17).

A classificação tripartida de Galloway (1975) é baseada na importância dos processos fluviais *versus* os processos bacinais (ondas e marés). Deltas dominados por rios tendem a ter uma morfologia interdigitada (tipo *birdfoot*) e podem ser chamados de delta construtivo, segundo a classificação de Fisher *et al.* (1969). Em contrapartida, deltas dominados por ondas tendem a ter uma geometria mais lobada, e segundo Fisher *et al.* (1969) podem ser chamados de deltas altamente destrutivos.

Contudo vale ressaltar, que na natureza os deltas não são totalmente construtivos ou destrutivos, mas sim, uma mistura de processos (Walker, 1992).

Neste trabalho, observou-se que a sucessão de fácies estudada se assemelha, na maioria dos poços estudados, com associações de deltas dominados por rio (dominados pelo aporte sedimentar). Este sistema deposicional, em sua maior parte ocorre depositado sobre o embasamento cristalino ou acima da associação de fácies do sistema deposicional I. De acordo com a associação de fácies identificada (AF-III, AF-IV e AF-V), foi possível subdividir o sistema deposicional em três subsistemas distintos, a saber:

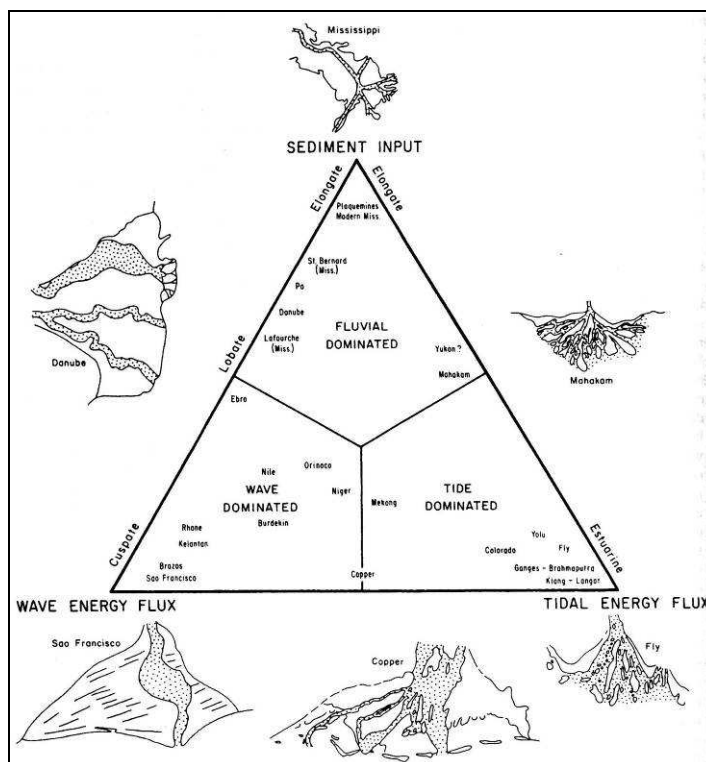


Figura 17 - Classificação morfológica e estratigráfica dos deltas baseada na intensidade relativa dos processos marinhos e fluviais. (Galloway, 1975. Extraído de Galloway & Hobday, 2000).

- *Subsistema 2-A: Planície deltaica*

As planícies deltaicas são regiões dominadas por processos fluviais representadas por uma sucessão de fácies granodécrescente ascendente, da base para o topo pela associação de fácies AF-II (Cgc, Aca, Acp e Aht) e AF-IV (PII e FcC) (Figura 18). As fácies conglomerado suportado por clastos (Cgc) e arenito com estratificação cruzada (Aca e Acp) caracterizam o canal distributário, que grada para o topo com fácies de arenito fino heterolítico (Aht) indicando a avulsão ou abandono do canal. A planície inundada entre os canais é denominada de baía interdistributária, a qual é marcada pela decantação de sedimentos pelíticos alternado com a entrada de areias transportadas por correntes unidirecionais, provavelmente durante o rompimento dos diques marginais (*crevasse splay*). A presença de vegetação nas planícies inundadas foi comprovada por restos vegetais e delgadas lâminas de carvão.

- *Subsistema 2-B: Frente deltaica*

À frente deltaica é um local de ativa deposição onde ocorre a principal descarga de sedimentos na bacia receptora. Este subsistema é representado pela associação de fácies (Cgc, Aca, Acp, Adl) de barra de desembocadura, marcado por grandes pulsos de aporte clástico intercalado nas porções mais distais com decantação de sedimentos pelíticos (fácies Pll), provavelmente marcando eventos com alternadas condições de energia (Figura 18). Outras feições como a presença de bioturbação (*Skolitos*), *slumps* e deformações sindeposicionais também ocorrem neste subsistema.

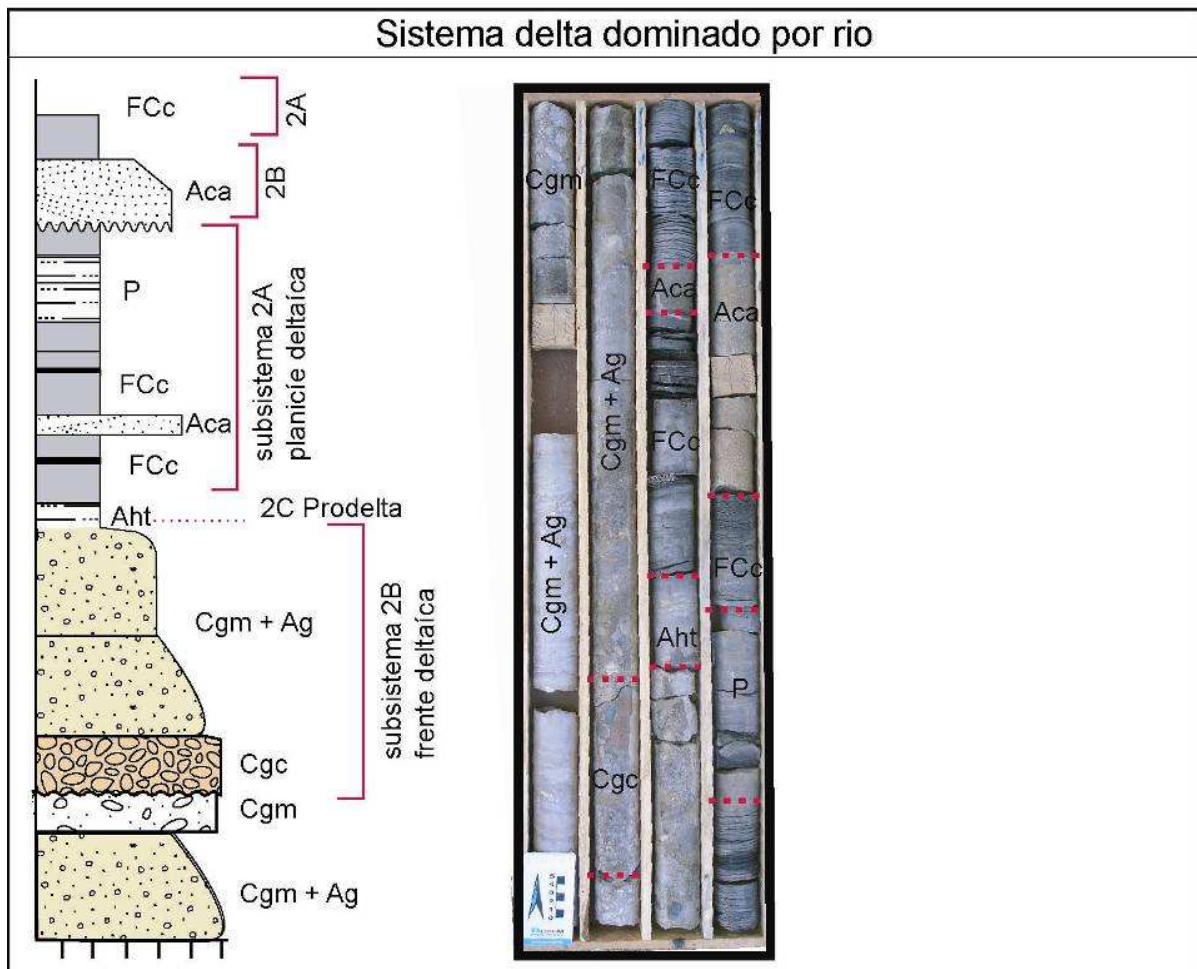


Figura 18 - Sistema deposicional delta dominado por rio com os principais subsistemas encontrados na área de estudo. A escala textural do perfil varia de argila (esquerda) a cascalho (direita).

- *Subsistema 2-C: Prodelta*

O Prodelta representa o limite da influência do sistema deltaico na bacia receptora e corresponde a fácies mais fina deste sistema. A associação de fácies AF-VI (Rt, Aht e Pll) representa este subsistema (Figura 18). A deposição destes sedimentos é feita por fluxos trativos e decantação dos sedimentos pelíticos.

2.2.3 SISTEMA DEPOSICIONAL III – SISTEMA ESTUARINO-LAGUNAR

Um estuário é um corpo de água costeiro, com conexão livre com o mar aberto, onde a água do mar é diluída pela drenagem fluvial (Pritchard, 1967 *in* Dalrymple *et al.* 1992). Este sistema é composto por diversos tipos de ambientes transicionais, o qual pode conter fácies influenciada pelos processos fluviais, ondas e marés.

Segundo Dalrymple *et al.* (1992), a energia envolvida no sistema estuarino pode ser dividida em três zonas (Figura 19).

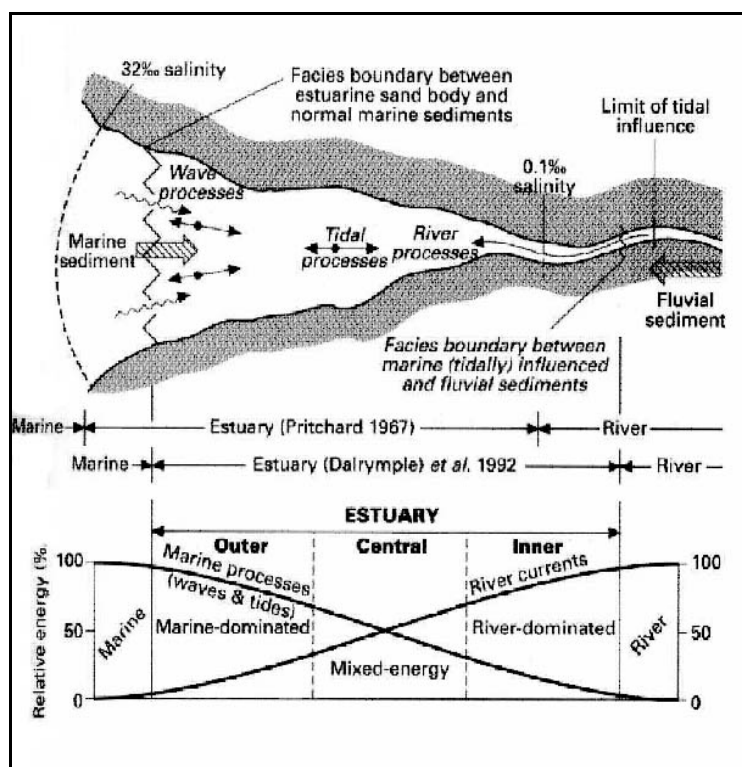


Figura 19 - Representação esquemática da definição de estuário de acordo com Pritchard (1967) - zonação tripartida. Extraído de Dalrymple *et al* (1992).

- 1) **Zona externa:** É uma zona de alta energia, dominada pela influência das ondas e / ou correntes de maré;
- 2) **Zona central:** É uma zona de baixa energia, onde a energia marinha (geralmente correntes de maré) é balanceada pela ação da corrente fluvial;
- 3) **Zona interna:** É a zona dominada pelos processos fluviais.

De acordo com a distribuição de energia e a influência processo dominante (ondas e marés), os estuários são divididos em:

1) *Estuário dominado por onda*

Um estuário dominado por onda ocorre quando a energia das ondas excede a energia das marés. Neste tipo de sistema a energia e o prisma da maré são baixos. Segundo Dalrymple *et al.* (1992) um estuário dominado por onda apresenta dois pontos máximos de energia: o primeiro na desembocadura do estuário, causado pela energia das ondas; o segundo, junto à cabeceira do estuário, causado pela corrente fluvial. Esses máximos de energia são separados pela região central do estuário onde ocorre a mínima energia (Figura 20).

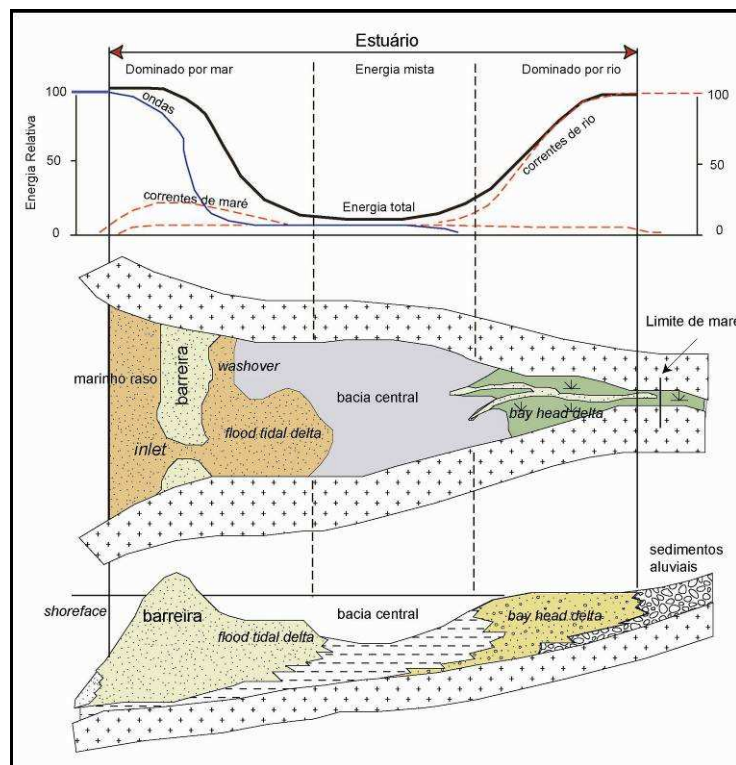


Figura 20 -Distribuição idealizada da energia, morfologia e sucessão de fácies para um estuário dominado por ondas. (Extraído de Dalrymple et al., 1992).

Na desembocadura do estuário as fácies formadas pela influência da energia das ondas com alguma contribuição da variação das marés apresenta dentre as feições mais comuns barreiras arenosas formando sistemas tipo ilha-barreira, associado com diversos outros componentes, como leques de *washover* e deltas de maré (Figura 20).

As fácies depositadas próximo à cabeceira do estuário sofrem influência fluvial e formam o *bay head* delta, porém dependendo do grau de confinamento do estuário é possível que o *bay head* delta adote uma morfologia dominada por onda ou maré. A baixa energia da porção central do estuário (bacia central) forma uma laguna aberta com deposição dos sedimentos finos e acumulação de lamas orgânicas (Figura 20). As áreas rasas do estuário são pântanos salobros cortados por canais (Dalrymple *et al.*, 1992).

2) Estuário dominado por maré

Um estuário dominado pela energia das marés ocorre quando a energia das marés excede a energia das ondas. Neste sistema a energia mínima não é considerada porque diferentemente do sistema dominado por ondas, a energia das marés é muito mais penetrativa. A geometria em funil amplifica a energia das marés, porém numa certa distância, o efeito da dissipação diminui, chegando à zero no limite de maré. A energia fluvial diminui em direção ao mar como nos sistemas dominados por onda (Dalrymple *et al.* 1992).

Na desembocadura do estuário dominado pelas marés são formadas barras arenosas alongadas e paralelas ao estuário. As fácies deste sistema são compostas por arenito médio a grosso com estratificação cruzada. A região central deste sistema é caracterizada por depósitos de canal de maré. A formação de pântanos salobros e mangues ocorrem em torno da baía e nas regiões de baixa energia (Figura 21).

Na área de estudo a partir do arranjo vertical das fácies e suas associações pode-se concluir que o sistema em questão se trata de estuários mistos com influência de onda e maré. A classificação deste sistema como um estuário de energia mista ficou evidenciada

durante o empilhamento vertical das fácies. Fácies com maior influência de maré, como arenitos com *drapes* e laminação *flaser* apresentaram-se muito mais freqüente na base do empilhamento do sistema estuarino, sendo que ao topo as fácies com influência de ondas com formação de barreiras arenosas e leques de sobrelavagem, no geral são as feições predominantes.

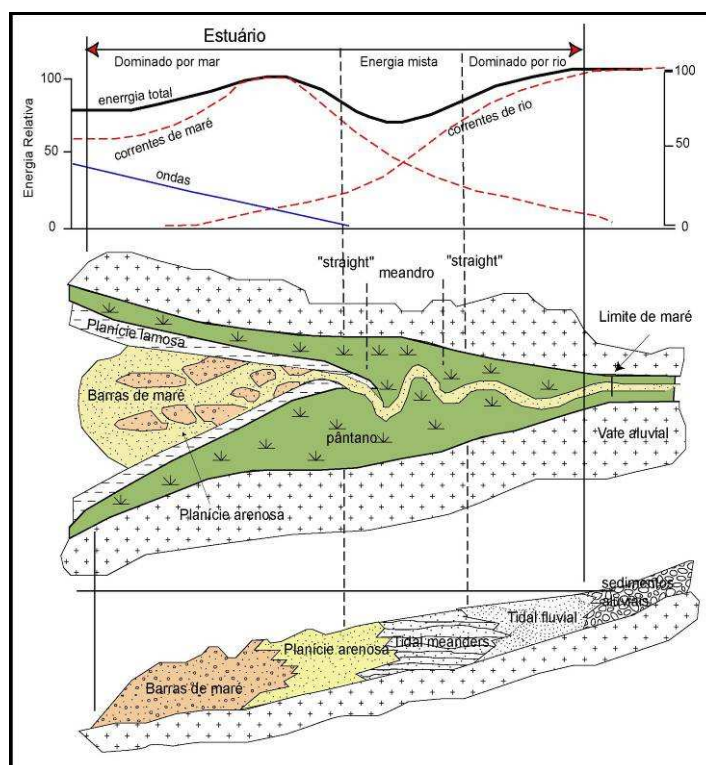


Figura 21 - Distribuição idealizada do tipo de energia, morfologia e a sucessão de fácies sedimentar para um estuário dominado por ondas. (Extraído de Dalrymple et al., 1992).

De acordo com análise das fácies e associações, foi possível subdividir o sistema estuarino-lagunar em quatro subsistemas distintos:

- *Subsistema 3-A: bay head delta*

Este subsistema foi identificado na região sul da área estudada, é representado pela associação de fácies VII (Cgc, Aht, Adl). O *bay head* delta foi depositado através da descarga fluvial, é marcado por pulsos de sedimentos clásticos como arenito arcoseano a subarcoseano, grosso a médio intercalado com níveis conglomeráticos de base erosiva. Nos níveis de arenito médio observou-se *drapes* de lama (fácies Adl), indicativos da influência de

maré. Este subsistema está associada lateralmente com a fácies FcC (folhelho carbonoso e carvão) do subsistema pântano-laguna.

- *Subsistema 3-B: barras de maré/delta de maré*

Este subsistema é representado pela associação de arenito médio a grosso com *drapes* de lama (Adl), arenito com estratificação cruzada planar (Acp) e arenito maciço (Am), estas fácies, no geral apresentam níveis piritizados na base (Figura 22). A fácies (Adl) é indicativa da influência de maré, onde os níveis de lama provavelmente decantaram durante o momento de água parada que divide o ciclo da maré. Este subsistema está associado com o subsistema pântano-laguna ou a sistemas marinho-raso (*foreshore* e *shoreface* superior).

- *Subsistema 3-C: pântano-laguna*

Este subsistema é composto principalmente por fácies pelíticas da associação FcC, Pll e Aht. Os pelitos com matéria orgânica e marcas de raízes ocorrem intercalados com folhelhos carbonosos e camadas de carvão, sendo comum nesta associação níveis piritizados e cimentação carbonática (Figura 22). O desenvolvimento desta associação ocorreu provavelmente em ambiente protegido, influenciado principalmente pelo equilíbrio entre a subsidência e subida do nível do mar.

Camadas de carvão e folhelho carbonoso podem estar associadas também a arenitos heterolíticos com estratificação cruzada *hummocky* ou laminação *wavy* e *linsen*. Esta associação provavelmente foi desenvolvida num ambiente onde o retrabalhamento das ondas adentrava nas porções proximais da laguna, devido o aumento progressivo do nível do mar.

Este subsistema está associado com o subsistema de leque de *washover* e ao sistema marinho-raso (Figura 22).

- *Subsistema 3-D: leque de washover*

Os leques de *washover* (sobrelavagem) são formados por uma associação de fácies clásticas representado pela AF-XI (Cgi, Cgm e Aca). São formados por sucessões

granodrecrescentes de base erosiva, geralmente com intraclastos de argila, restos vegetais e carvão. Este subsistema está associado lateralmente com barras arenosas dos complexos de ilha-barreira.

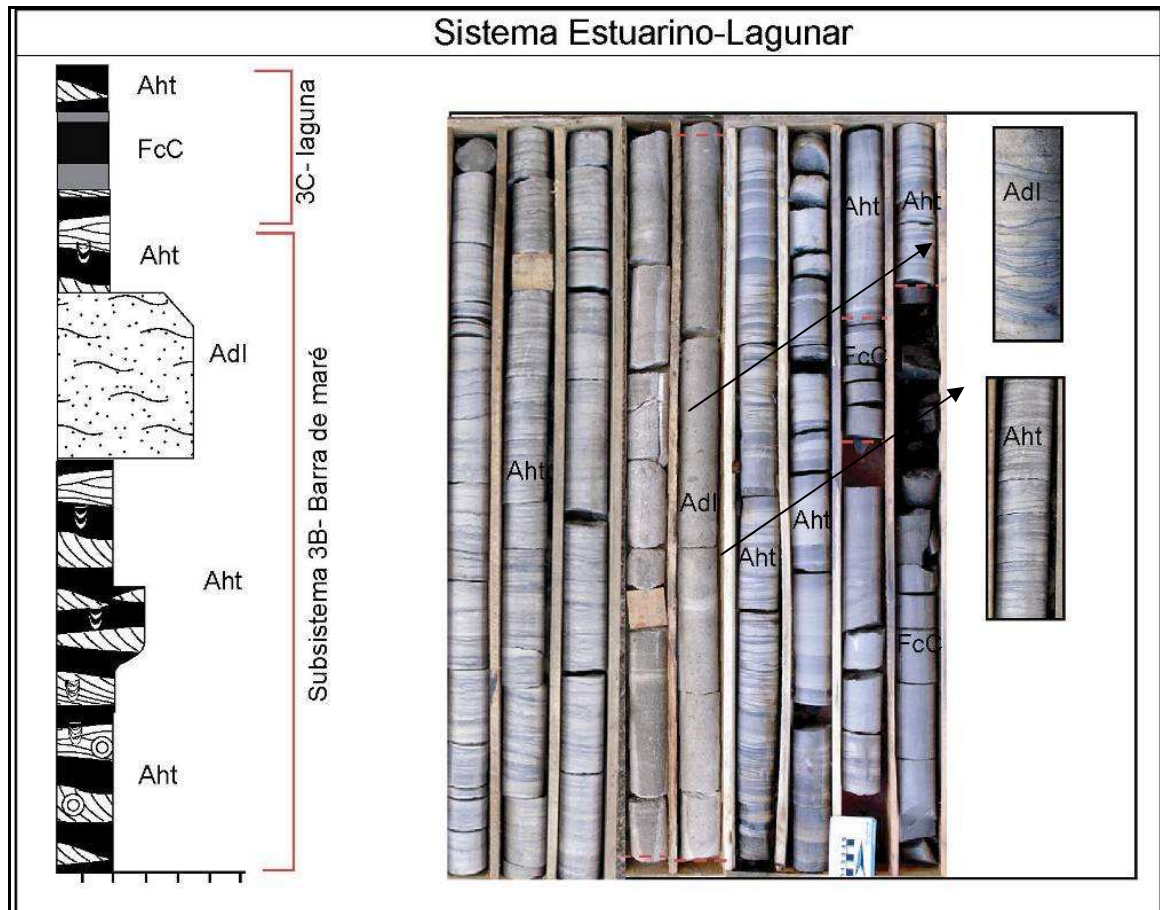


Figura 22 - Sistema deposicional estuarino lagunar e seus subsistemas. A escala textural do perfil varia de argila (esquerda) a cascalho (direita), com subdivisões nas classes silte, areia fina, areia média e areia grossa.

2.2.4 SISTEMA DEPOSICIONAL IV – SISTEMA ILHA BARREIRA/ MARINHO RASO

O sistema deposicional IV engloba os subsistemas da zona costeira e ambiente marinho raso, onde a deposição dos sedimentos foi controlada principalmente pelo retrabalhamento de ondas e correntes. Segundo Reading (1996), o sistema marinho raso compreende a região entre a linha de costa até a quebra da plataforma. Este sistema possui dinâmica complexa que varia de natureza e intensidade. Os processos hidrodinâmicos mais

significativos neste ambiente estão relacionados à ação das ondas, marés e a correntes geradas pelos ventos.

As barreiras arenosas que compõe o complexo de ilha-barreira foram incluídas nos subsistemas antepraia/praias. Segundo Reading (1996), o suprimento sedimentar das fácies de antepraia (dunas costeiras e ilha barreira) é predominantemente oriundo da praia. Estes sedimentos são transportados até o *backshore* pela ação dos ventos e leques de *washover* durante eventos de tempestade. O *foreshore* recebe sedimento pelas dunas e pelos rios/deltas, que por retrabalhamento se transformam em uma ilha de barreira (em regime transgressivo) ou *strandplain* (em regime regressivo).

As fácies de praia são divididas em: 1) Zona de quebra – *foreshore*: é a região onde as ondas batem (= *swash cross stratification*.), 2) *Shoreface* superior - é onde dominam as correntes litorâneas (= estr. cruzada planar e festonada), 3) *Shoreface* médio e inferior é influenciado pelas correntes geradas por tempestades (= *hummocky cross stratification*) e 4) *Offshore* é uma região de baixa energia com pouca ou nenhuma ação de ondas (Figura 23).

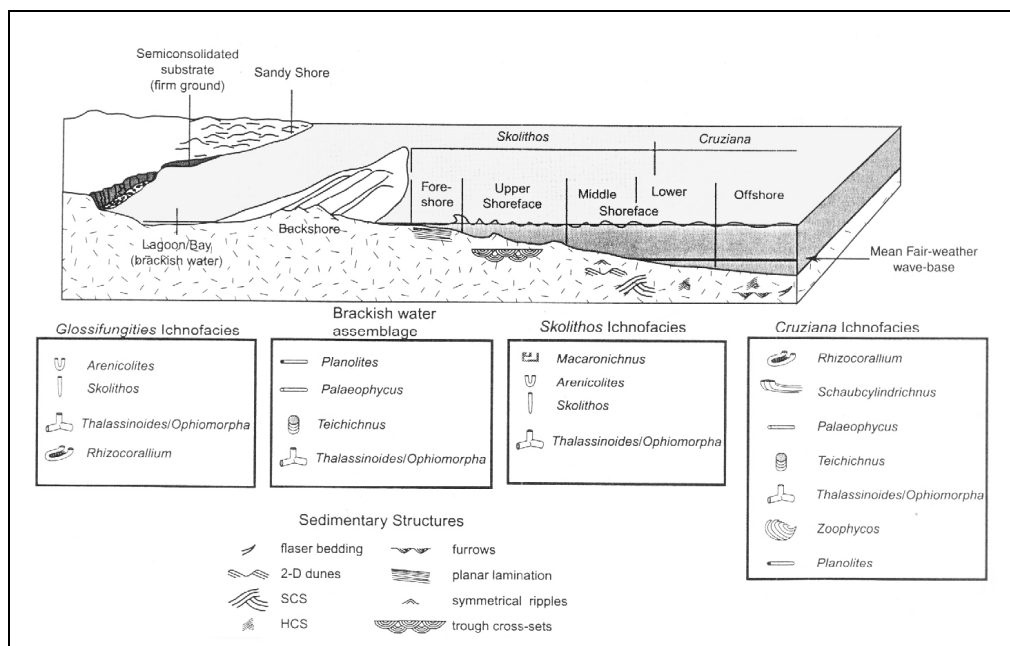


Figura 23 - Modelo esquemático e generalizado dos sistemas deposicionais parálicos, mostrando as principais estruturas sedimentares e os icnofósseis mais comuns (de Smith & Jacobi, 2001).

Na área de estudo, o sistema ilha barreira é composto por fácies arenosas fina a média e raramente grossa, formando uma sucessão granocrescente e estratocrescente, com *lags* basais conglomeráticos com restos de vegetais e fragmentos de carvão. Observaram-se fácies estuarinas bem como fácies do sistema marinho raso (*shoreface* superior, médio e inferior) interdigitadas a fácies de ilha-barreira . Com a contínua transgressão marinha, o complexo de ilhas barreiras invadiu os estuários e regiões protegidas, onde as condições marinhas de plataforma rasa foram implantadas.

De acordo com as descrições faciológicas e empilhamento vertical das fácies, o sistema deposicional IV foi subdividido em quatro subsistemas:

- *Subsistema 4-A: Antepraia – foreshore*

A antepraia é uma zona de alta energia que sofre a ação direta das ondas normais. É a porção da praia que está entre o nível da maré baixa e o da maré alta, portanto, sofre normalmente a ação das marés e os efeitos do espraiamento e refluxo da água.

Este subsistema na região estudada é composto principalmente por fácies arenosas depositadas em regime de fluxo superior com estratificação plano paralela e cruzada do tipo *swash* da associação faciológica XII. (Asw, Acp,Sm). Entretanto, na porção NE da região, este subsistema apresenta características faciológicas distintas em relação a demais áreas. As fácies de antepraia nesta região são compostas por arenito muito fino e silito com vesículas e fendas preenchidas com cimento carbonático formando feições semelhantes a *birdseye* (fácies Sm). Estes sedimentos provavelmente foram depositados nas zonas de intermaré a supramaré, onde a formação de vesículas se deu pelo aprisionamento de gases (Figura 24).

Este subsistema está interdigitado com os sedimentos pelíticos e carbonosos estuarino-lagunar e/ou associado com as fácies de praia do ambiente marinho-raso.

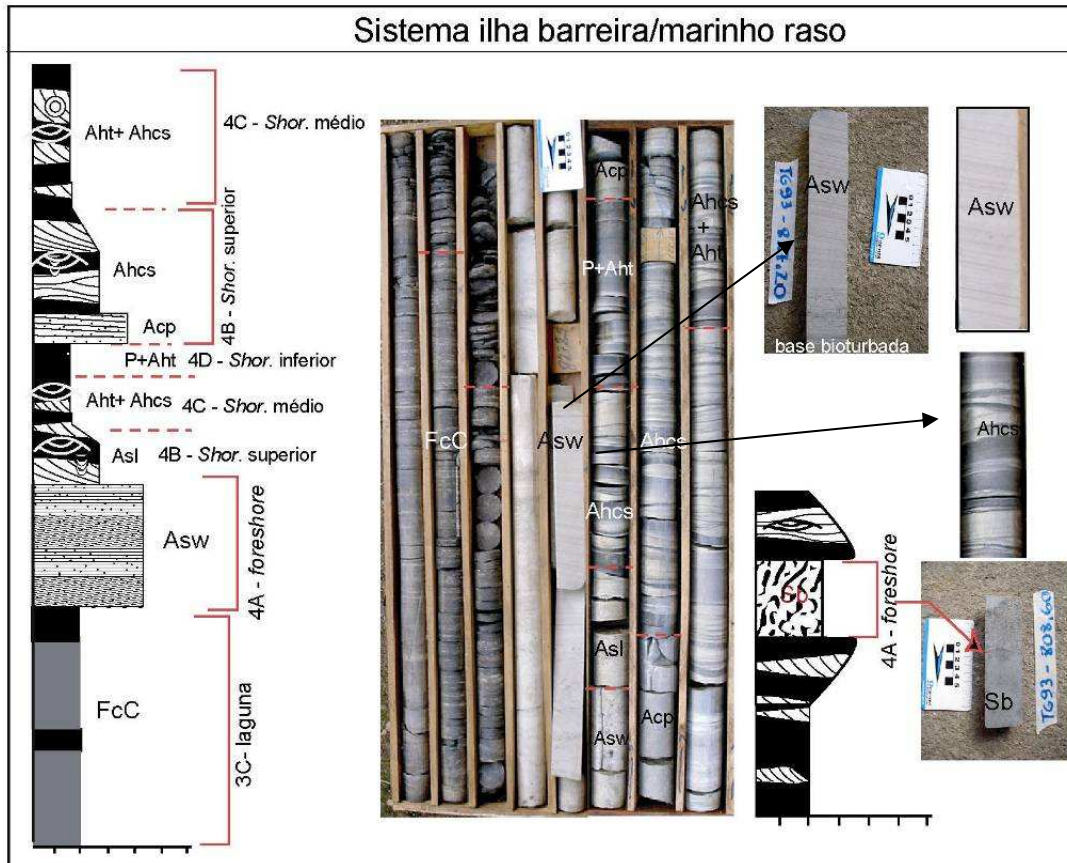


Figura 24 - Sistema deposicional ilha barreira / marinho - raso. A escala textural do perfil varia de argila (esquerda) a cascalho (direita), com subdivisões nas classes silte, areia fina, areia média e areia grossa. Para código de Fácies, ver Figura 4.

- *Subsistema 4-B:* Face litorânea - *shoreface* superior

A região do *shoreface* é influenciada principalmente pelo regime das ondas normais e de tempestade. Este subsistema é composto pela associação faciológica XIII, com arenito fino a médio com estratificação cruzada festonada e estratificação cruzada de baixo ângulo *swaley*.

- *Subsistema 4-C:* Face litorânea - *shoreface* médio

Este subsistema é caracterizado por arenito heterolítico bioturbado com estratificação cruzada *hummocky* gerada por ondas de tempestade (Figura 24).

- *Subsistema 4-D:* *shoreface* inferior/*offshore*

O *shoreface* inferior sofre pouca influência do regime de ondas e o *offshore* é caracterizado como uma região de baixa energia pela ausência da influência das ondas. A

associação de fácies XV caracteriza este subsistema, é composta por arenito heterolítico com estratificação cruzada *hummocky*, pelito com laminação *wavy* e *linsen* com bioturbação (Figura 24).

CAPÍTULO 3 - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

3.0 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A aplicação da estratigrafia de seqüências como ferramenta de trabalho resultou na elaboração de um arcabouço cronoestratigráfico através interpretação dos testemunhos e correlação de sondagem e perfis raio gama na área de estudo. Os conceitos empregados neste trabalho foram baseados nos preceitos da Estratigrafia de seqüências *sensu* Wilgus *et al.* (1988) e Van Wagoner *et al.* (1990).

Para a elaboração das seções de correlação buscou-se um *datum* de referência que obtivesse uma amplitude regional e que fosse representativo em todos os furos de sondagem analisados. Segundo Posamentier *et al.* (1992) para que uma superfície estratigráfica seja considerada um *datum* confiável, é importante que esta seja uma superfície aproximadamente isócrona. Deste modo, a superfície de inundação máxima de 2º ordem descrita por Milani (1997), que corresponde a pelitos radioativos da Formação Palermo na estratigrafia formal, foi a superfície escolhida como *datum* nas correlações estratigráficas realizadas neste trabalho.

O arcabouço estratigráfico de 3º ordem da borda sul da Bacia do Paraná vem sido discutido há vários anos em teses, dissertações e artigos (Holz, 1995; Alves *et al.* 1996; Etgeton, 1997; Holz 1998; Carlucci, 1999; Kuhn, 2000; Holz, 2003; Holz *et al.* 2006; entre outros). O intervalo sedimentar estudado é dividido em duas seqüências deposicionais de 3º ordem, conforme os autores mencionados, as quais correspondem litoestratigraficamente as Formações Rio Bonito e Palermo.

A primeira seqüência deposicional estudada (denominada por Holz *et al.*, 2006 de seqüência deposicional 2) contém os principais depósitos de carvão do estado do Rio

Grande do Sul. É caracterizada por sistemas fluviais, costeiros e marinho raso, os quais englobam uma complexidade de subsistemas (deltaico, laguna-barreira, planície de maré, *foreshore*, *shoreface*, *offshore*). Esta seqüência deposicional corresponde litoestratigraficamente a Formação Rio Bonito e base da Formação Palermo.

A segunda seqüência deposicional estudada (denominada por Holz *et al.*, 2006 de seqüência deposicional 3) é constituída por fácies de supramaré e plataforma rasa e corresponde litoestratigraficamente a Formação Palermo.

3.1 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

O reconhecimento das superfícies-chave foi à base para o estabelecimento do arcabouço cronoestratigráfico. As superfícies que representam discordâncias e quebras no registro sedimentar são denominadas de limite de seqüências (LS). As superfícies que marcam um incremento do nível do mar, acompanhadas com descontinuidades no registro sedimentar, são denominadas de superfície transgressiva (ST) e as que marcam os maiores eventos de inundação marinha são denominadas de superfícies de inundação máxima (SIM).

A nomenclatura das superfícies descritas a seguir foi baseada em Holz *et al.* (2005).

3.1.1 LIMITE DE SEQÜÊNCIAS

O limite da seqüência deposicional 2 (LS2) é uma discordância, que pode ser observada nas seções estudadas (anexos 1, 2,3 e 4). Este limite pode ser identificado através do *shift* de fácies representado pelos depósitos de arenitos fluvio-deltaicos sobre os depósitos de arenitos e pelitos glacio-marinhos da seqüência subjacente, sendo que ocorre nos paleovales ou paleofiorde.

Localmente, ao LS2 é marcado pelo do contato direto com as rochas ígneas e metamórficas do embasamento Neoproterozóico, sendo este tipo de contato o mais

observado. Na porção oeste da área, nos poços próximos ao município de Dom Pedrito, esse contato ocorre com as rochas Eopaleozóicas da Bacia do Camaquã.

O limite da seqüência deposicional 3 (LS3) é uma discordância nem sempre visível nas curvas de raio gama, porém nos testemunhos de sondagem é mais visível, sendo representado exclusivamente na porção NE da área de estudo pelo contato entre as fácies de siltitos com *birdseye* sobre as fácies de *shoreface* (anexo 1). Este limite também pode ser materializado pelo contato abrupto das fácies de *shoreface* superior ou *foreshore* sobre as fácies de *shoreface* inferior e *offshore*, sendo este contato o mais observado. Este limite, principalmente na porção centro-norte da área, foi identificado em alguns poços através de um padrão de raio gama tipo “sino invertido” com baixa argilosidade, com arenitos e ortoconglomerados de base erosiva com fragmentos vegetais sobreposto a arenitos e pelitos marinhos de *shoreface*, inferindo a progadação de pulsos fluvio-deltaicos (anexo 2 e 3).

O limite de seqüências 3 marca uma queda relativa do nível do mar que colocou em contato fácies depositadas em ambiente relativamente raso sobre fácies que foram depositadas em ambientes com grande espessura de lâmina d’água. Como consequência ocorreu um deslocamento da linha de costa em direção à bacia. Segundo Holz *et al.* (2006), as diferentes assinaturas estratigráficas para o limite de seqüências 3 indicam que a influência do controle tectônico durante a deposição dos sedimentos, ocorreu através de uma subsidência tectônica diferencial, a qual condicionou os diferentes *shifts* de fácies neste limite.

3.1.2 SUPERFÍCIE TRANSGRESSIVA

A superfície transgressiva 2 (ST2) é facilmente reconhecida nos testemunhos de sondagem, é caracterizada por uma sucessão granodecrescente ascendente e marca o afogamento progressivo do sistema flúvio-deltaico propiciando a formação de um sistema estuarino-lagunar (anexos de 1 a 4).

A superfície transgressiva 3 (ST3) foi identificada em alguns perfis de raio gama como o primeiro grande pico positivo após o LS3, e marca o estabelecimento do ambiente marinho (anexos 1,2,3 e 4).

3.1.3 SUPERFÍCIE DE INUNDAÇÃO MÁXIMA (SIM)

A superfície de inundação máxima 2 (SIM2) é representada pela curva de raio gama por um pico com alto valor de CPS (choques por segundo) e representa o máximo da inundação, resultando no afogamento do sistema estuarino-lagunar (anexos 1,2 3 e 4).

A superfície de inundação máxima 3 (SIM3) pode ser visível em quase todos os perfis de raio gama estudados e marca a mudança no padrão de empilhamento de retrogradacional para progradacional.

3.2 ARCABOUÇO CRONOESTRATIGRÁFICO

A partir das interpretações dos perfis raio gama, caracterização faciológica, associação de fácies, análise dos sistemas deposicionais e identificação das superfícies-chave, o intervalo estratigráfico em questão foi analisado e interpretado como duas seqüências deposicionais de 3º ordem (1 a 10 milhões de anos, conforme Vail *et al.* 1977). A análise em quarta ordem permitiu a identificação, no intervalo de interesse, de oito parasseqüências.

O arcabouço estratigráfico foi analisado individualmente para cada subárea de estudo (área 1, área 2 e área 3). A abordagem feita neste tópico, bem como no anterior, são representadas através das seções de correlação *strike* (anexos de 1 a 4) e mapas de isópacas para cada área em questão.

Neste trabalho a seqüência deposicional correspondente litoestratigraficamente a unidade Itararé não foi analisada, porém foi nomeada nas seções estratigráficas como seqüência 1 (SEQ. 1). A seqüência sobrejacente foi denominada consecutivamente como seqüência 2 (SEQ. 2), sendo esta uma seqüência do tipo 1, de acordo com Van Wagoner

(1990) devido a natureza de seu trato de sistema de mar baixo (TSMB2) ser progradante. Na seqüência 3 (SEQ3.) foi detalhado apenas o trato de sistema de mar baixo (Figura 25).

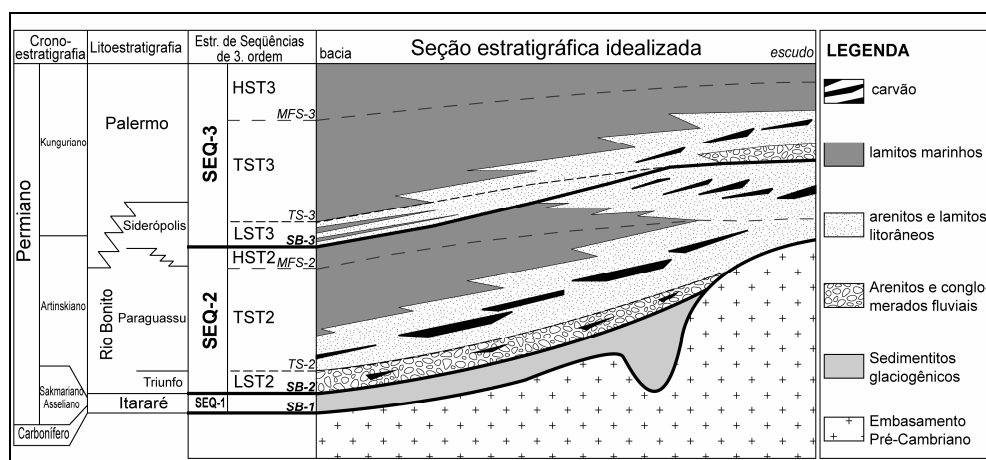


Figura 25 - Seção estratigráfica idealizada da borda sul-riograndense da Bacia do Paraná (Holz et al, 2005).

3.2.1 SEQÜÊNCIA 2 (SEQ.2)

A primeira seqüência do intervalo estudado é limitada pelas superfícies LS2 (base) e LS3 (topo), conforme representado nos anexos de 1 a 4. Na área 1 esta seqüência apresenta espessura mínima de 10 metros e máxima de 130 metros, sendo a espessura mínima correspondente ao máximo de recobrimento sedimentar nas porções mais elevadas e a espessura máxima foi fortemente condicionada pela depressão localizada a leste da área, conforme o mapa de isópacas da seqüência 2 (Figura 26).

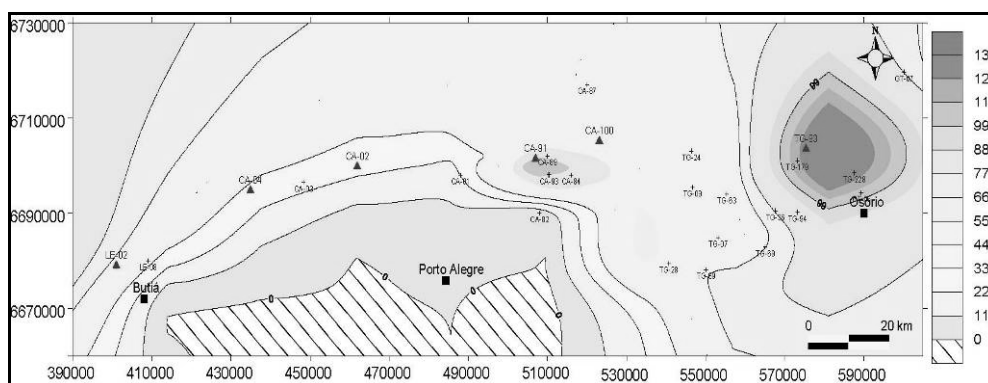


Figura 26 -Mapa de isópaca mostrando a espessura da seqüência 2 na área 1. Notar espessura máxima fortemente condicionada pela depressão localizada na região leste da área,

Na área 2 a SEQ.2 apresenta espessura mínima de 14 metros e máxima de 140 metros na porção NW da área, este máximo de espessura ocorre também nas áreas de maior depressão. (Figura 27).

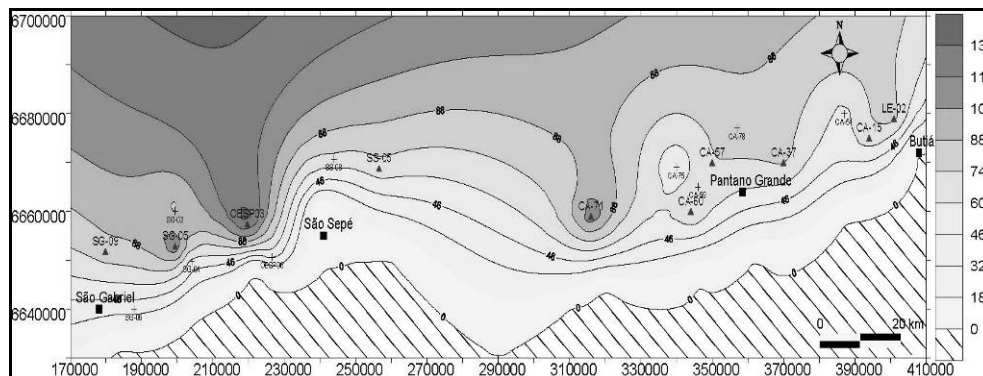


Figura 27 -Mapa de isópaca mostrando a espessura da seqüência 2 na área 2. Notar maiores espessuras na região W e NW.

A SEQ. 2 na área 3 possui espessura mínima entre 20 metros e espessura máxima de 140 metros, sendo a última controlada pelas depressões dos paleovales (Figura 28)

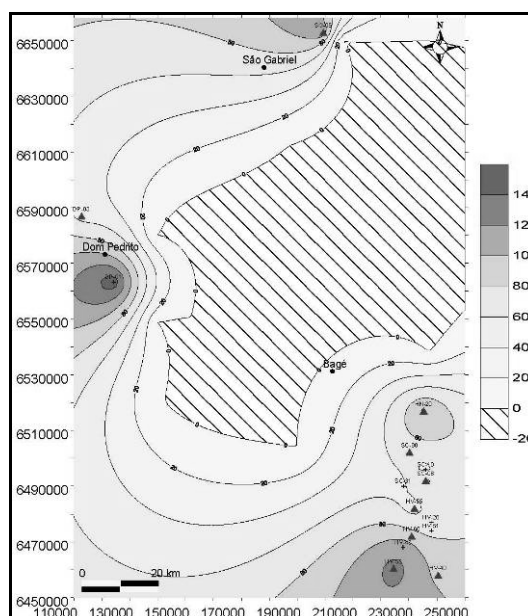


Figura 28 -Mapa de isópaca mostrando a espessura da seqüência 2 na área 3.

A seqüência 2 é uma seqüência deposicional completa, sendo constituída pelo trato de sistema de mar baixo 2 (TSMB2), trato de sistema transgressivo 2 (TST2) e trato de sistema de mar alto 2(TSMA2):

Trato de sistema de mar baixo 2 (TSMB2)

O TSMB2 em todas as áreas analisadas é representado por um sistema progragadante flúvio-deltaico. Nas porções mais elevadas do paleorelevo ocorre em camadas delgadas e até ausentes como em alguns poços. Também nas porções mais elevadas o desenvolvimento de um sistema de leque aluvial foi identificado. Estes sistemas se desenvolveram durante a queda relativa do nível do mar, e no geral as maiores espessuras do pacote flúvio-deltaico estão encaixadas em estruturas como paleovales já existentes no relevo (Figura 29, Figura 30, Figura 31).

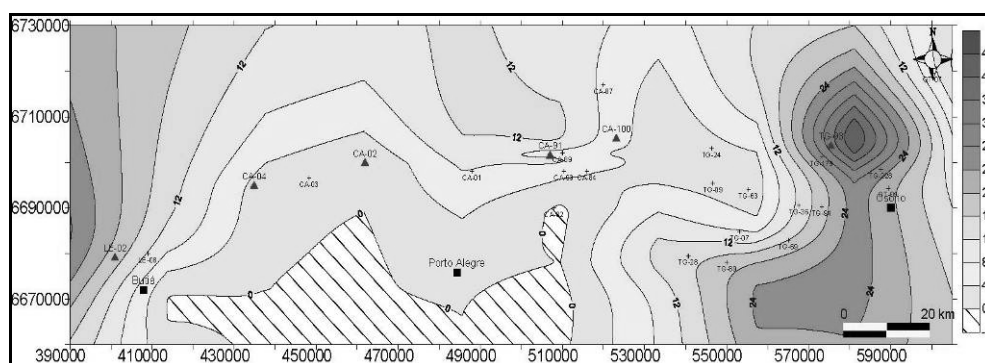


Figura 29 -Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMB2 na área 1. Notar que a espessura máxima ainda é condicionada pela depressão a leste da área.

Foram individualizadas dentro deste trato duas parasseqüências (PS0 e PS1), limitadas ao topo por superfícies de inundação que representam um aumento contínuo para o topo da lâmina d'água (anexo 1,2,3 e 4). Este sistema progradante, caracterizado por uma sucessão de prodeltas, frentes deltaicas e planícies deltaicas foi progressivamente inundado até o seu topo marcado pela superfície transgressiva 2 (ST2).

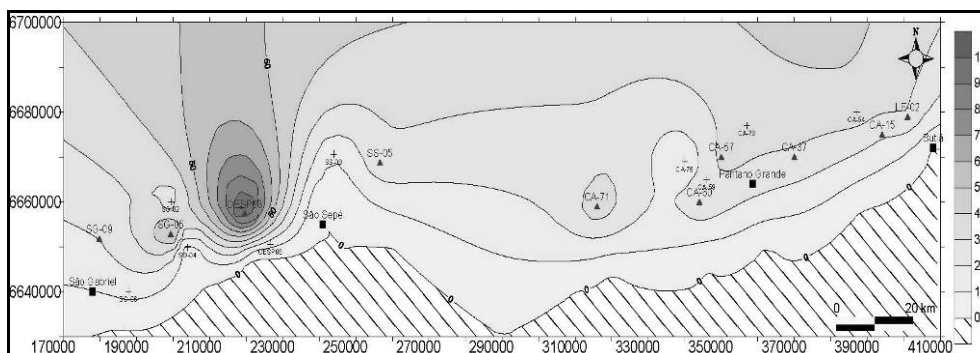


Figura 30 -Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMB2 na área 2. Maiores espessura a NW da área.

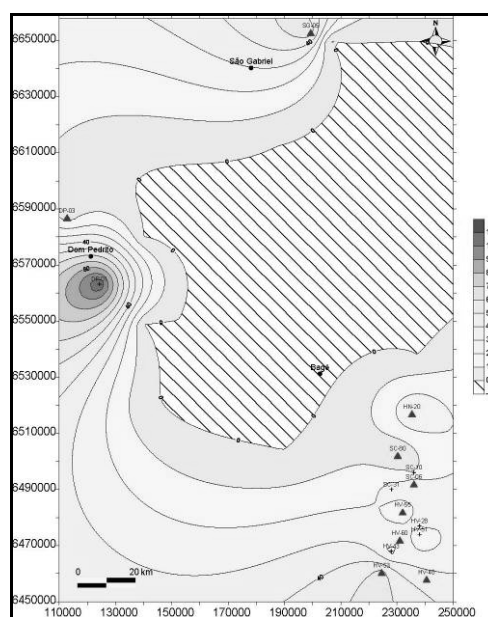


Figura 31 - Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMB2 na área 3.

- *Trato de sistema transgressivo 2 (TST2)*

O TST2 nas áreas 1, 3 e parte leste e centro leste da área 2 foi desenvolvido durante um grande incremento da lâmina d'água, que gerou a retrogradação da linha de costa e aumentou progressivamente o espaço de acomodação (anexos 1 a 4). Assim, os depósitos estuarino-lagunares do TST2 formaram uma sucessão de estratos granodescrescentes ascendentes de padrão retrogradante característica da porção basal deste trato de sistema.

Na área 1 a invasão dos sedimentos marinhos sobre a laguna, de acordo com os dados de poços estudados e a interpolação da isópaca do trato transgressivo para esta seqüência, ocorreu preferencialmente de NE para SW em direção ao embasamento (Figura 32).

As maiores espessuras para este trato na área 1 são de aproximadamente 100 metros nos poços situados a porção nordeste e leste da área (Figura 32).

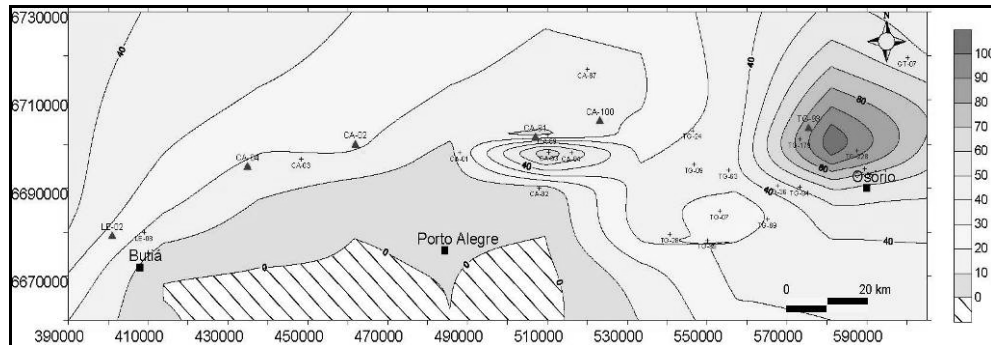


Figura 32-Mapa de isópaca mostrando a espessura do TST 2 na área 1. Notar que a invasão dos sedimentos marinhos sobre a laguna ocorreu preferencialmente de NE para SW, em direção ao embasamento.

Na porção oeste da área 2 observou-se um padrão de empilhamento, bem como associação faciológica distinta diferenciando-se das demais áreas. Nesta região ao mesmo tempo em que a subsidência era crescente, um significativo aporte sedimentar adentrava na bacia na forma de sistema flúvio-deltaico progradante que se instalava sobre a sedimentação marinho-raso. À medida que a subida relativa do nível do mar e a criação de espaço de acomodação sobressaiam em relação ao aporte sedimentar, o sistema flúvio-deltaico retrai e os sedimentos marinhos de *shoreface* inferior eram depositados.

Nesta área a transgressão marinha iniciou de forma gradual, sendo evidenciada inicialmente na porção noroeste da área como pulsos da entrada marinha retraindo o sistema deltaico, e, a nordeste da área, com a progradação de barreiras arenosas em direção ao embasamento a sudoeste (Figura 33).

Na área 2 as máximas espessuras para o TST2 são de aproximadamente 60 a 70 metros, localizadas na porção noroeste da área.

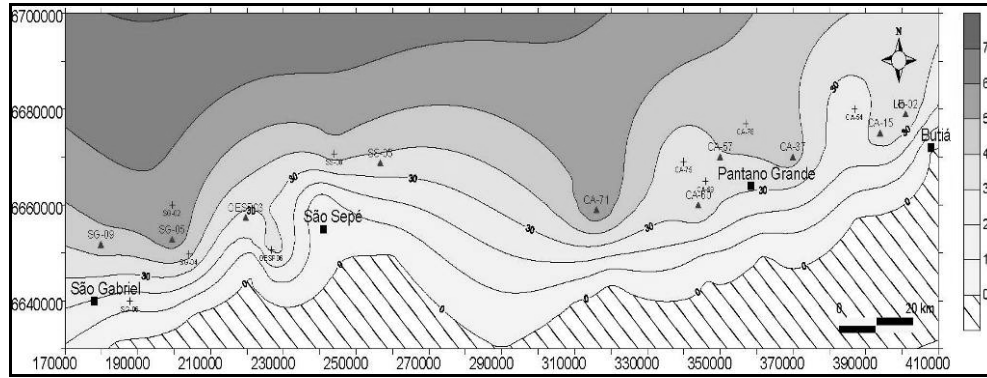


Figura 33 -Mapa de isópaca mostrando a espessura do TST 2 na área 2, com as maiores concentrações na região N-NW.

No sul da área 3, de acordo com o mapa de isópacas, a transgressão ocorreu de sudoeste para nordeste em direção ao embasamento. A leste da área 3 este evento transgressivo ocorreu preferencialmente de oeste para leste em direção ao embasamento (Figura 34). As maiores espessuras para o TST2 foram localizadas na porção sul da área.

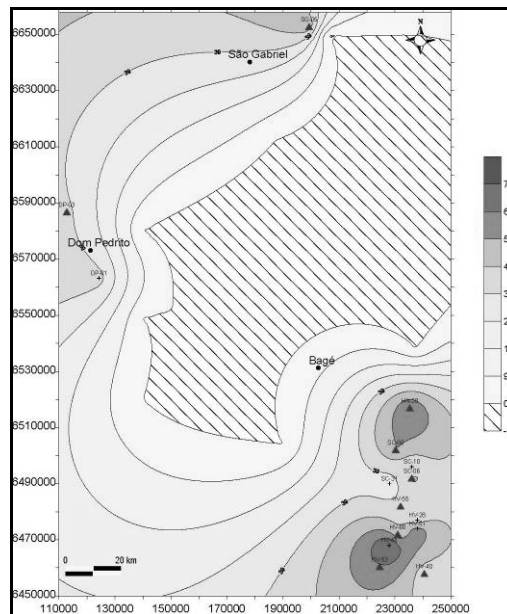


Figura 34 - Mapa de isópaca mostrando a espessura do TST 2 na área 3. Essa configuração sugere que o evento transgressivo ocorreu preferencialmente de oeste para leste, em direção ao embasamento.

A contínua invasão marinha retrabalhou os sedimentos clásticos principalmente pela influência das ondas e com alguma contribuição das marés, formando sistemas de ilhas barreiras ou cordões litorâneos, que serviram como barreiras para os sistemas protegidos de

laguna e formação de grandes turfeiras. Com a transgressão contínua e o padrão retrogradacional das barreiras, os depósitos de praia superior, médio e inferior aparecem sobrepostos aos sedimentos da laguna (Figura 35).

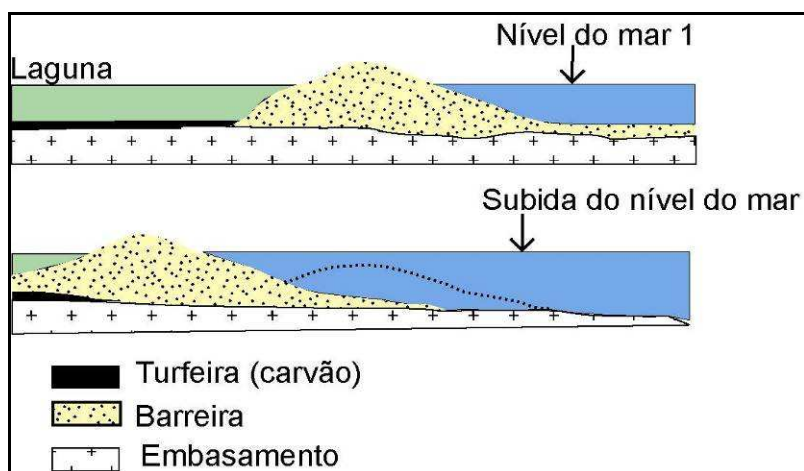


Figura 35 - Figura esquemática com o avanço das barreiras arenosa sobre os sistemas protegidos da laguna.

Foi possível individualizar dentro do TST2 em todas as áreas estudadas quatro parasseqüências com padrão de empilhamento retrogradacional (PS2, PS3, PS4 e PS5), com ciclos de raseamento em direção ao topo, limitadas por fácies que representam um aumento no nível d'água (anexo 1, 2, 3 e 4). O ápice da transgressão marinha culminou no topo deste sistema deposicional com a deposição de sedimentos pelíticos de *offshore* onde foi identificada à superfície de inundação máxima SIM.

O trato de sistema de mar alto 2 (TSMA2) foi depositado durante o máximo da inundação marinha, é representado no geral, por um pacote sedimentar com espessura máxima de 30 metros, onde as maiores espessuras foram identificadas junto as áreas de maior depressão do embasamento por paleovales ou subsidência diferencial (Figura 36, Figura 37 e Figura 38), destacando também que os estratos do TSMA2 sofreram erosão diferencial causada pelo LS sobrejacente sobre estas regiões.

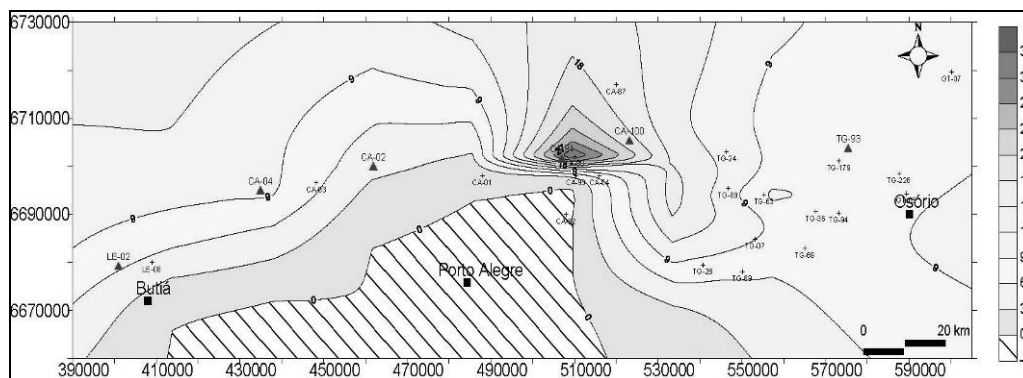


Figura 36- Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMA 2 na área 1.

A base do TSMA2 é caracterizada por sedimentos pelíticos de *offshore* e *shoreface* inferior com algumas incursões de *shoreface* médio. Ao topo desta sucessão foi possível identificar, em alguns poços, um padrão de empilhamento progradacional dos sedimentos formando uma sucessão granocrescente ascendente com fácies de *shoreface* superior a *foreshore*, caracterizando que o espaço de acomodação dos sedimentos estava diminuindo.

O TSMA 2 é formado pela parasseqüência 6 em todas as áreas e é limitado ao topo pelo limite de seqüências 3 (LS3), o qual será melhor descrito na próxima seqüência.

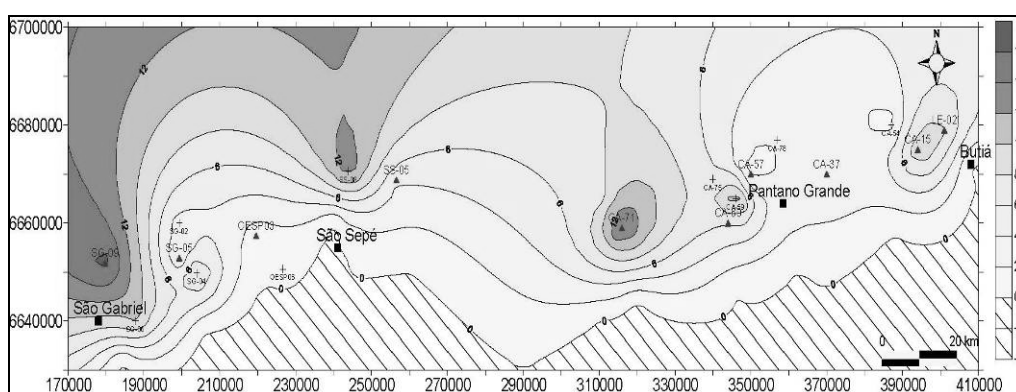


Figura 37 - Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMA 2 na área 2. Notar maiores espessuras a NW e SW da área.

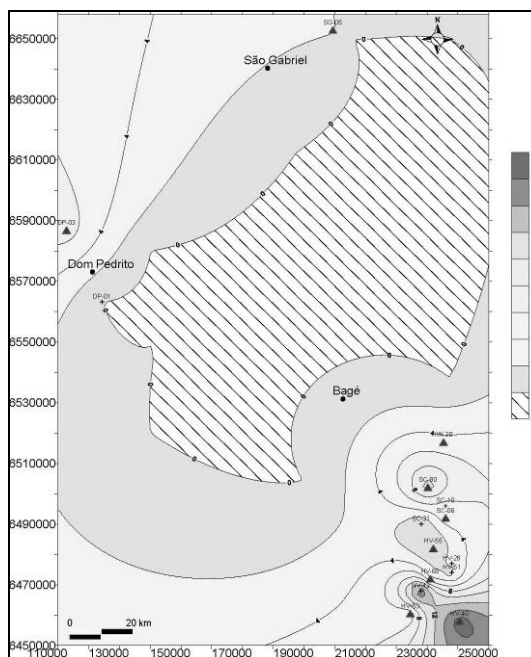


Figura 38 - Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMA 2 na área 3. Notar maiores espessuras a sul da área.

3.2.2 SEQÜÊNCIA 3 (SEQ.3)

O intervalo analisado desta seqüência abrangeu somente TSMB. Após a implantação do LS3 houve um deslocamento da linha de costa e os sistemas progradaram em direção à bacia. Isto fica evidenciado pelo *shift* de fácies que sobrepõe abruptamente fácies de *shoreface* superior e *foreshore* sobre fácies de *shoreface* inferior da seqüência subjacente.

O Trato de sistemas de mar baixo (TSMB3) é formado na maior parte da área de estudo por um sistema de *shoreface* progradante. Entretanto na porção NE da área 1, parte do preenchimento deste trato apresenta características distintas, com fácies de siltito brechado (siltito com *birdseyes*) de inter a supramaré nas porções proximais e nas porções mais distais um sistema de *shoreface* inferior a médio progradante.

No geral em todas as áreas a espessura máxima para este trato não ultrapassou de 40 metros (Figura 39, Figura 40, Figura 41).

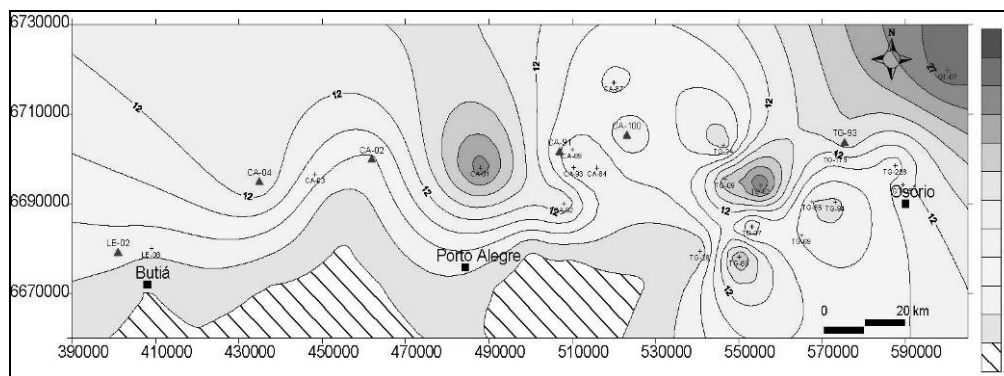


Figura 39 - Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMB 3 na área 1.

Dentro deste trato foi possível individualizar duas parassequências - PS 07 e PS 08 - onde a base é limitada pelo próprio LS3 e o topo é limitado ao topo pela superfície transgressiva 3 (ST3).

O trato de sistemas transgressivo 3 (TST3) marca a primeira transgressão significativa da seqüência 3 que desloca as fácies de *shoreface* inferior para as regiões mais proximais da borda da bacia. Este trato é formado por uma sucessão de fácies de *shoreface* inferior e *offshore*, com padrão retrogradante. O máximo da transgressão marinha, materializado pela superfície de inundação máxima SIM3, marca o topo deste trato.

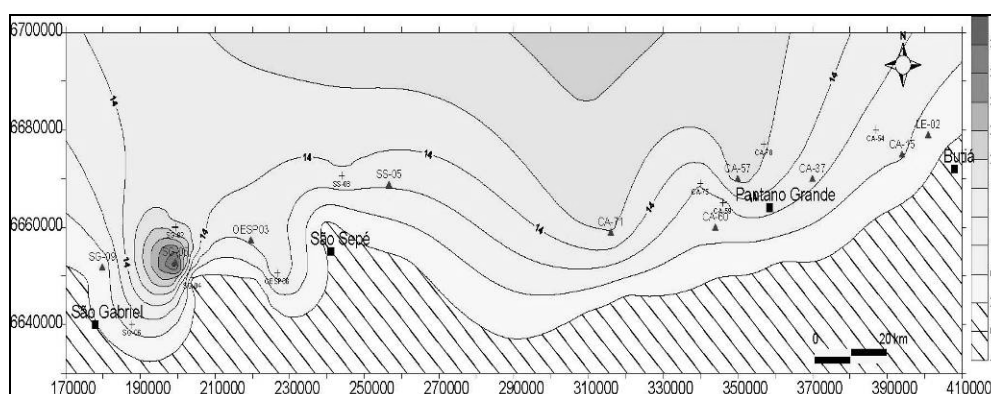


Figura 40 - Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMB 3 na área 2.

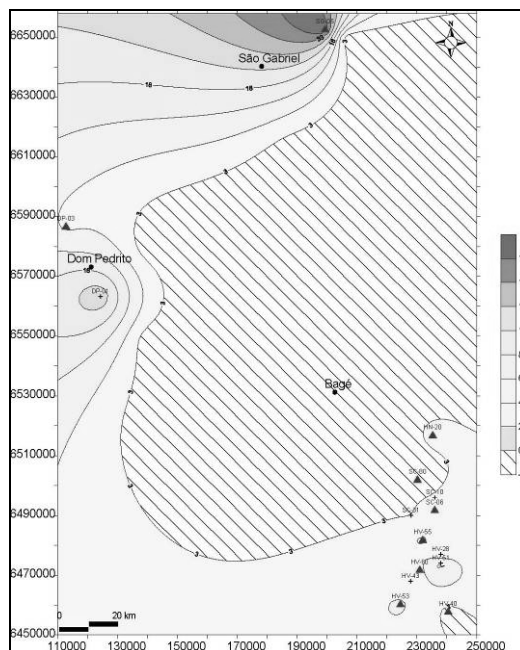


Figura 41 - Mapa de isópaca mostrando a espessura do TSMB 3 na área 3.

3.2.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS DE 4º ORDEM

A análise do arcabouço estratigráfico de 4º ordem (0,08-0,05 M.a, Vail et al., 1991), permitiu identificar a geometria dos estratos e das camadas dentro dos tratos de sistema deposicionais e seqüências, tornando-se uma ferramenta extremamente útil na caracterização de reservatórios.

O termo parasseqüência foi formalizado e difundido por Van Wagoner e colaboradores (1987, 1990), que definiram essa unidade sedimentar como uma sucessão relativamente concordante de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, limitada por uma superfície de inundação marinha ou superfície correlata. De acordo com o empilhamento, as parasseqüências podem apresentar padrão progradacional, retrogradacional ou agradacional.

Durante a interpretação dos perfis de raio gama e confecção das seções estratigráficas para cada subárea de estudo foi reconhecido 08 parasseqüências no intervalo

estratigráfico estudado, denominadas de: PS 00, PS 01, PS 02, PS 03, PS 04, PS 05, PS 06, PS 07 E PS 08, (Figura 42).

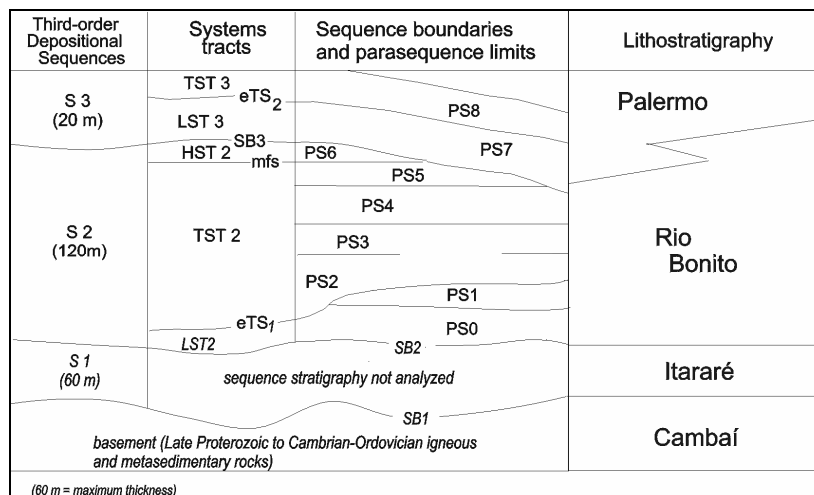


Figura 42 - Resumo dos limites de Seqüências e Parasseqüências da borda sul-riograndense da Bacia do Paraná (conforme Holz, 2003).

As parasseqüências 00 e 01 (PS00 e PS01) ocorrem na base da sucessão, A continua invasão marinha retrabalhou os sedimentos clásticos principalmente pela influência das ondas e com alguma contribuição das marés, formando sistemas de ilhas barreiras ou cordões litorâneos, que serviram como barreiras para os sistemas protegidos de laguna e formação de grandes turfeiras. Com a transgressão contínua e o padrão retrogradacional das barreiras, os depósitos de praia superior, médio e inferior aparecem sobrepostos aos sedimentos da laguna (Figura 35).

Dentro do TSMB2, e formam uma sucessão granodecrescente ascendente, representada na porção basal por um padrão de empilhamento progradacional, composto pela faciologia V (AF-V) de frente deltaica (ortoconglomerado, paraconglomerado e arenito grosso a médio com estratificação cruzada), sendo sobreposta pelas associações faciologicas III e IV de planície deltaica ou por pelitos e ritimitos da AFVI de prodelta.

A passagem do TSMB2 para o TST2 é representado por uma sucessão de fácies de planície deltaica que grada verticalmente, aumentando de espessura em direção ao topo.

O conjunto de parasseqüências do TST 2 apresenta um padrão de empilhamento distinto nas áreas de estudo, devido as condições impostas pelo influxo sedimentar e espaço de acomodação de cada área.

Na área 1 as parasseqüências 02 e 03 apresentam padrão de empilhamento agradacional e são compostas pelas associações de fácies IX e X do sistema estuário – lagunar. O padrão agradacional das parasseqüências é interrompido em alguns poços, pelo recobrimento de arenito grosso e conglomerados de intraclastos (Cgi) associados a leques de sobrelavagem ou a progadação das fácies de *bay head* delta.

Na porção leste e centro da área 2 as parasseqüências 02 e 03 têm comportamento similar às parasseqüências da área 1, entretanto na porção oeste desta região foi observado um grande aporte sedimentar representado por uma sucessão de delta dominado por rio, onde depósitos de frente deltaica estão sobrepostos a depósitos de prodelta, formando um padrão progradacional.

Na área 3 as parasseqüências 02 e 03 no geral apresentam padrão similar àquelas encontradas na área 1 e na parte leste da área 2. Sendo que ao norte da área 3 o padrão encontrado é o mesmo da porção oeste da área 2 (anexos 1,2 3 e 4).

As parasseqüências 04 e 05 em todas as áreas estudadas com exceção ao oeste da área 2 e norte da área 3, apresentam um padrão de empilhamento basicamente retrogradacional e compõem uma associação do tipo laguna / barreira, onde as fácies lagunares e estuarinas das associações IX e X estão intercaladas por arenito de *foreshore* e *shoreface* superior (AF XII e AF XIII) com baixo valor de CPS na curva de raio gama, nas porções proximais deste sistema. Nas porções mais distais ou nas regiões com subsidência diferencial as condições marinhas (*shoreface* médio a inferior) encontram-se intercaladas com os sedimentos do sistema estuarino-lagunar ou francamente estabelecidas principalmente a partir da PS 05.

No oeste da área 2 e norte da área 3 a progradação deltaica cessou na passagem da PS04 para PS05 com a definitiva implantação do sistema marinho raso.

A passagem do TST 2 para o TSMA 2 foi identificada em alguns poços, sendo delimitada pelo topo da PS 05 que coincide com a própria SIM 2. Dentro do TSMA 2 foi reconhecida apenas uma parasseqüência denominada de PS 06, a qual formou-se a partir da SIM 2 apresentando no geral um padrão de empilhamento retrogradacional ou agradacional com AFs XIV e XV (*shoreface* médio, inferior e *offshore*). Mais no topo, em alguns poços verificou-se um padrão de empilhamento progradacional com fácies de *shoreface* médio a superior sobreposto as fácies de *shoreface* inferior a *offshore*.

As PS 07 e PS 08 foram depositadas a partir do LS 3 e juntas compõem o TSMB 3. A PS 07 no geral apresenta um padrão de empilhamento progradante com fácies de *shoreface* (médio e superior). Entretanto, esta parasseqüência na porção nordeste da área 1 é composta por pelitos e siltitos brechados da AF-XII de inter a supra maré. A oeste da área 1 e leste da área 2 observou-se para a PS 07 um padrão de empilhamento progradante, representado por um sistema flúvio – deltaico com arenitos grossos a conglomeráticos.

A PS 08 apresenta um padrão retrogradante composta pela associação de fácies XIV e XV do sistema marinho raso e encerra o intervalo estratigráfico de interesse.

3.3 INFLUÊNCIA TECTÔNICA NO CONTROLE DAS PARASSEQUÊNCIAS E CONJUNTOS DE PARASSEQUÊNCIAS.

As seções elaboradas neste trabalho (anexo 1, 2, 3 e 4), apresentam-se como um todo, extremamente falhadas. Acredita-se que uma boa parte destas discontinuidades está associada com subsidência e soerguimento tectônico, os quais provocaram erosões ou aumentaram o espaço de acomodação pela tectônica diferencial em vários pontos da borda da bacia.

A Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica, desenvolvida sobre um núcleo cratônico relativamente estável, e sabe-se que esta guarda em seu registro inúmeras descontinuidades referentes às atividades pretéritas pré-deposicionais, sin-deposicionais e pós-deposicionais. Durante o Paleozóico e Mesozóico, a evolução paleogeográfica da Bacia do Paraná ocorreu devido influência de grandes ciclos orogênicos, os quais são impressos no seu registro sedimentar em diferentes tempos, que alternaram os períodos de deposição e erosão nesta bacia (Milani, 1997).

Na escala de 3º e 4º ordem, alguns autores (Lopes, 1995; Holz, 1998; Elias, 1999, Soares, 2003; e Holz *et al.* 2006), abordam o controle tectônico na sedimentação na borda sul da Bacia do Paraná durante o Eopermiano. Os dois primeiros autores sugerem que este controle tectônico estaria relacionado à Orogenia Tardi-Herciniana. Elias (1999) sugeriu que este controle estaria relacionado à influência da Orogenia Sanrafaélica (275-250 Ma), sendo esta definição segundo a autora, mais apropriada tanto em termos temporais quanto locais.

Soares (2003) sugere a influência de um tectonismo sinsedimentar que controlou a sedimentação na base da Formação Rio Bonito até a SIM (superfície de inundação máxima – SIM) da Formação Palermo na região de Pântano Grande – RS. Segundo a autora, a existência de um tectonismo sinsedimentar é válida pelo fato das anomalias repetirem o mesmo padrão NW e NS, ao longo do intervalo estudado.

Holz *et al.* (2006), identificaram um importante controle em escala regional de 3º ordem, entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Durante o final do Artinskiano a porção norte correspondente ao extremo norte e nordeste do Rio Grande do Sul e parte do estado de Santa Catarina, sofreu soerguimento, o que causou uma regressão da linha de costa, enquanto que para o mesmo período, mais ao sul, a região sofria um importante evento transgressivo com o estabelecimento de um mar epicontinental.

O pacote sedimentar da área aqui estudada foi fortemente afetado por falhamentos. As falhas sindeposicionais podem ter afetado a sedimentação na forma de espessamento ou adelgaçamento durante a deposição de determinados sistemas deposicionais, logo formando diferentes padrões de empilhamento para áreas contíguas.

A seção da área 3 (anexo 4) ilustra que durante a deposição das parasseqüências 04 e 05 diferentes padrões foram estabelecidos. Ao que indica, uma subsidência diferencial tectônica e a contribuição de um paleorelevo pré-existente, ocasionou num avanço relativo do mar na região dos poços HV-53 e SG-05 em relação à área do poço DP-01.

O mesmo parece ter acontecido na seção da área 1 (anexo 1) entre os poços LE-02, CA-04, CA-02 e também entre os poços CA-100 e TG-93 durante a deposição das parasseqüências 04 e 05. Na seção da área 2b (anexo 3) este padrão é igualmente verificado entre os poços OESP-03 e SS-05, porém ocorreu durante a deposição das parasseqüências 03 e 04.

A interferência de reativações posteriores pode ter mascarado nesta região ainda mais a influência do tectonismo sinsedimentar. Estas reativações posteriores contribuíram para o grande deslocamento de fácies, com rejeitos inferidos de aproximadamente 10 a 30 metros, como pode ser visto em todas as seções,

3.4 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA NA BORDA SUL DA BACIA DO PARANÁ DURANTE O EOPERMIANO.

A partir da interpretação estratigráfica discutida anteriormente observou-se que a disposição do arcabouço de 4º ordem, na escala de parasseqüências, não é contínuo, sendo fortemente condicionado pelos padrões de lineamentos e deslocamento de blocos sin e pós deposicionais. A partir desta observação, de que as parasseqüências são diácronas ao longo da

bacia, surgiu então a primeira dificuldade ao elaborar a reconstrução paleofisiográfica da linha de costa para o intervalo estudado para cada parasseqüência.

Deste modo, definiram-se três intervalos de tempo T (T1, T2 e T3) de acordo com o padrão deposicional dos conjuntos de parasseqüências, de modo que cada intervalo representa um a média do conjunto de parasseqüências considerado. O T1 corresponde aproximadamente as parasseqüências PS 00 a PS 03, o T2 as parasseqüências PS 04 a PS 06 e T3 as parasseqüências PS 07 a 08.

A partir da definição desses intervalos temporais, elaborou-se um conjunto de mapas para cada uma das áreas trabalhadas. Esses mapas representam uma tentativa de interpretação paleoambiental dos dados obtidos no capítulo anterior, integrando as informações obtidas a partir da interpretação dos sistemas deposicionais e sua distribuição espacial, mostrando, desta forma, a disposição da paleolinha de costa e a interação dos ambientes de sedimentação contemporâneos para cada subárea estudada.

3.4.1 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA PARA ÁREA 1.

Durante o intervalo de tempo T1 a linha de costa desta região estava sendo controlada por dois regimes distintos. A região mais a leste, formada por uma vasta área estuarina-lagunar protegida por barreiras arenosas, experimentava um deslocamento da linha de costa em direção ao continente, reflexo da transgressão marinha que avançava sobre os sedimentos lagunares, formando nesta região um complexo de ilhas-barreiras (Figura 43).

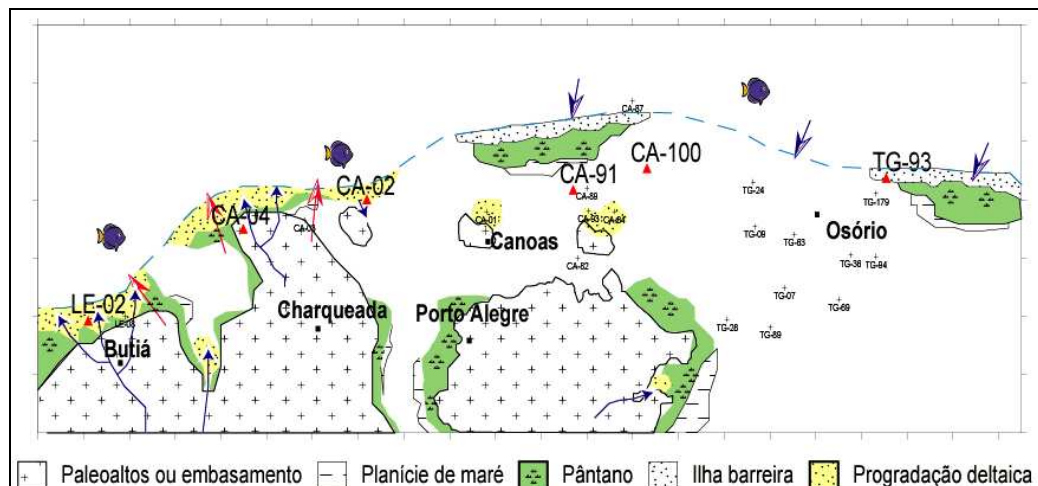


Figura 43- Evolução da linha de costa da área 1 no T1 (PS 00, PS 02 e PS 03). As flechas indicam a retrogradação de parte da linha de costa.

A região mais a oeste e centro-oeste da área 1 vivenciava um deslocamento da linha de costa sentido bacia, promovido pela progradação deltaica, fonte da sedimentação clástica para linha de costa, provavelmente formando feições tipo crista de praia (*beach ridge*) e deltas no interior de lagunas (Figura 43). Neste período, as regiões acima do nível do mar, correspondiam a áreas de não deposição e exposição do embasamento, provavelmente com erosão contínua.

O intervalo de tempo T2 marca em toda região um evento transgressivo, com grande deslocamento da linha de costa em direção ao continente. A região mais a oeste da área, que durante o intervalo de tempo T1 era marcada pela progradação deltaica, deu lugar a um complexo de ilhas - barreiras que protegiam um sistema estuarino – lagunar.

Nas porções centrais da área o avanço da transgressão deslocou o complexo de ilhas - barreiras em direção ao continente. Na porção leste uma grande baía marinha se desenvolveu na região anteriormente estuarina. O avanço marinho na região leste da área pode ter sido realçado pela provável ausência de regiões elevadas e / ou por uma subsidência diferencial em relação às outras áreas (Figura 44).

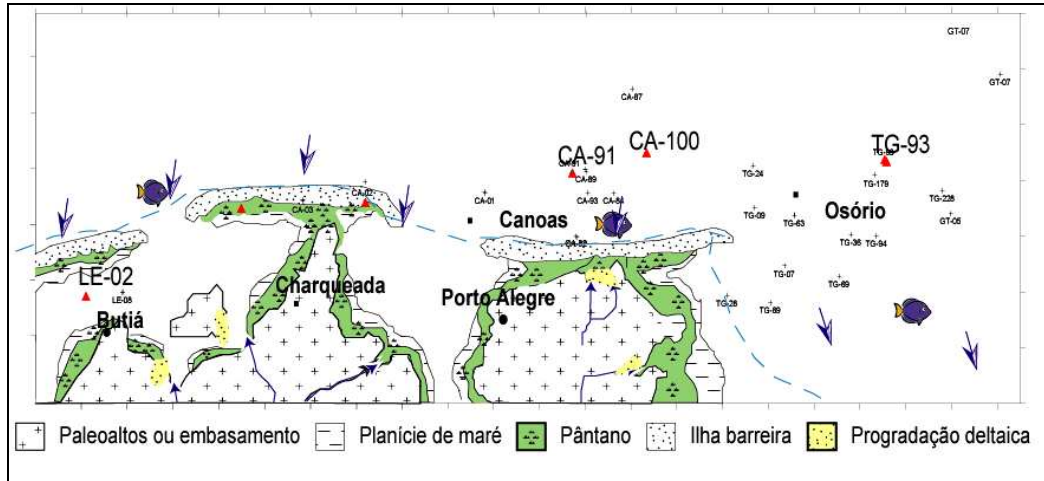


Figura 44 - Evolução da linha de costa da área 1 no T2 (PS 04 a PS 06). As flechas indicam a retrogradação de parte da linha de costa.

Durante o T3 um rearranjo da linha de costa, promovido pelo rebaixamento do nível do mar formou, na região leste da área, uma grande de planície de maré com a deposição de siltitos brechados (*birdseyes*) de inter a supra-maré, e deslocou a linha de costa em direção a bacia. Entretanto, este rearranjo da linha de costa não foi contínuo, a região mais a oeste ainda estaria submetida aos eventos transgressivos com o pleno desenvolvimento de estuários (Figura 45).

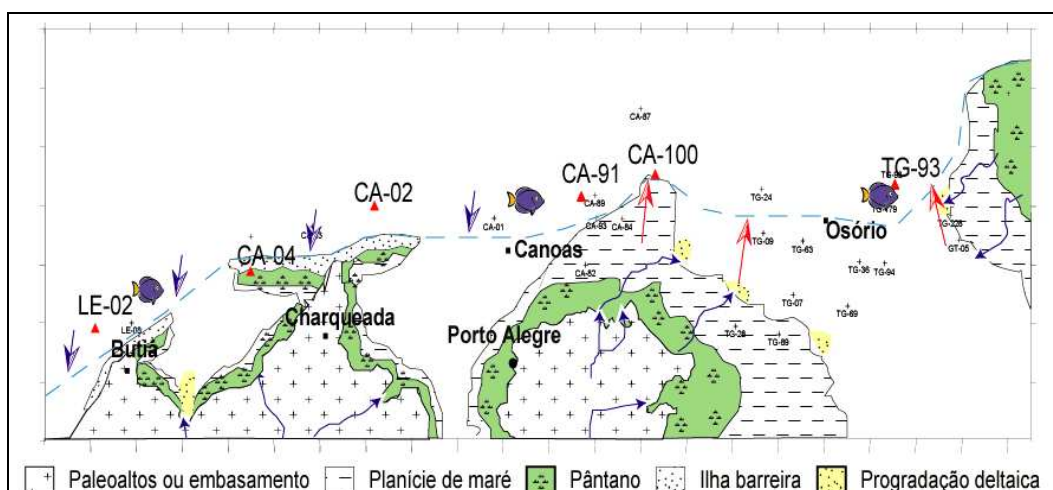


Figura 45 - Evolução da linha de costa da área 1 no T3 (PS 07 e PS 08). As flechas indicam a progradação da linha de costa.

A partir destas observações algumas dúvidas surgem: o que teria causado o retardamento durante o rebaixamento do nível do mar para oeste da área? Ou porque na parte leste os eventos de transgressão e regressão eram muito mais amplificados em relação às outras áreas? A resposta para estas questões pode estar na tectônica diferencial e relevo os quais podem ter amplificado este eventos a leste da área, conforme mencionado anteriormente.

3.4.2 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA PARA ÁREA 2.

A linha de costa durante o intervalo de tempo T1 em boa parte da área, estava sofrendo a influência de uma grande progradação flúvio-deltaica que controlou o deslocamento da linha de costa em direção a bacia. Nas porções onde o aporte sedimentar não era significativo desenvolvia-se um sistema estuarino - lagunar protegido por um conjunto de ilhas – barreiras (Figura 46).

A formação de um sistema flúvio-deltaico foi muito efetiva na porção oeste e centro oeste e também no extremo leste da área. Este sistema pode ter sido a principal fonte de sedimentos clásticos para a formação das barreiras arenosas.

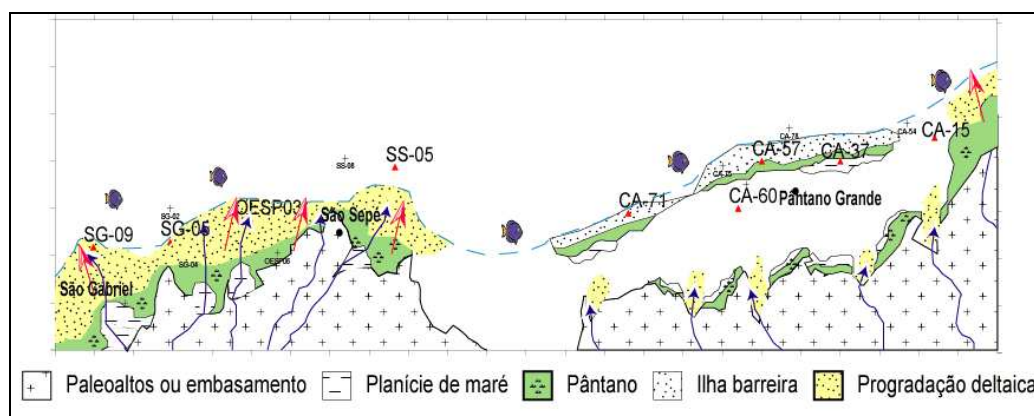


Figura 46 - Evolução da linha de costa da área 2 no T1 (PS 00 a PS 03). As flechas em vermelho indicam a progradação da linha de costa.

Durante o intervalo de tempo T2 a transgressão marinha promoveu um contínuo deslocamento da linha de costa em direção ao continente em toda a área. Na porção oeste a sedimentação fluvio-deltaica foi completamente retraída dando lugar à formação de ambientes estuarinos-lagunares e complexos de ilhas – barreira (Figura 47).

Nas demais áreas a retrogradação das barreiras arenosas sobre o sistema estuarino foi contínua, sendo que a direção da linha de praia nesta região (aproximadamente NE-SW) foi controlada pela orientação das áreas elevadas e do embasamento.

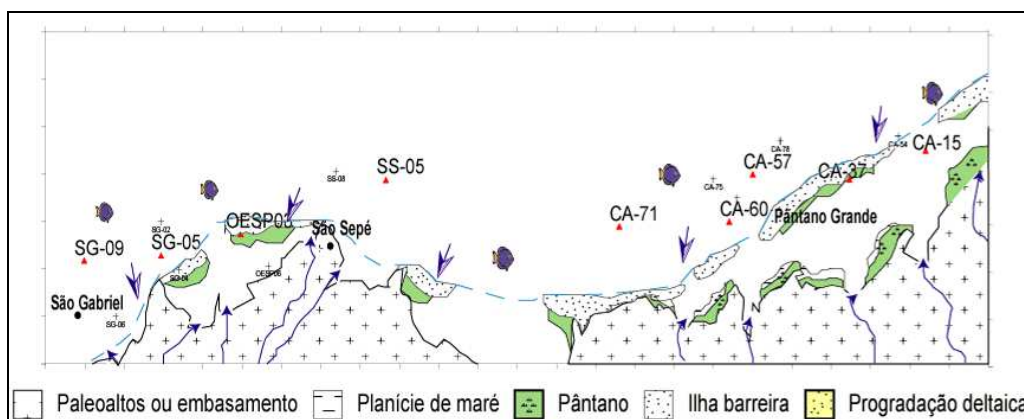


Figura 47 - Evolução da linha de costa da área 2 no T2 (PS 04 a PS 06). As flechas indicam a retrogradação da linha de costa.

O tempo T3 registra o máximo da inundação marinha com a completa retração do sistema de ilhas-barreira, dando lugar à plena formação de estuários na região. Provavelmente durante este intervalo de tempo o desenvolvimento de praias estava condicionado as regiões mais proximais do continente, sem o desenvolvimento de uma planície costeira.

Na porção central da área o desenvolvimento de uma baía marinha sobre o sistema estuarino e provavelmente a inundação de parte das áreas elevadas do embasamento, marcam o grande avanço da transgressão marinha durante este intervalo de tempo (Figura 48).

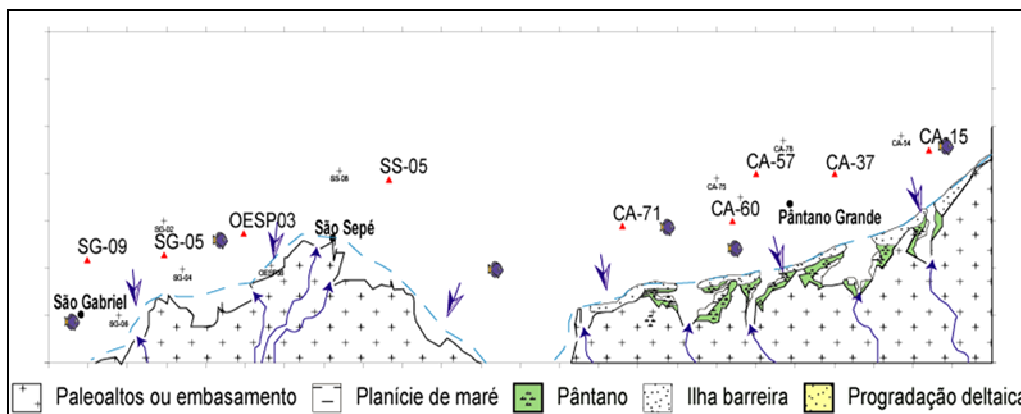


Figura 48 - Evolução da linha de costa da área 2 no T3 (PS 07 e PS 08). Notar o grande avanço do mar neste intervalo, as flechas indicam a retrogradação da linha de costa.

3.4.3 ANÁLISE PALEOFISIOGRÁFICA DA LINHA DE COSTA PARA ÁREA 3.

A linha de costa representada durante o intervalo de tempo T1 é marcada por um grande deslocamento em direção a bacia oceânica devido a progradação de sistemas flúvio – deltaicos em toda a região. Esta progradação foi influenciada principalmente pelo grande fluxo de aporte sedimentar na área, que provavelmente formou uma extensa área clástica costeira com a formação de zonas de cristas de praia ou cordões litorâneos (Figura 49).

Durante o intervalo de tempo T2 a transgressão marinha já estava estabelecida, e o afogamento do sistema flúvio-deltaico depositado durante o intervalo de tempo 1 juntamente com retrabalhamento dos processos costeiros sobre a sedimentação clástica, deram origem a sistemas de ilhas-barreiras e sistemas estuarinos - lagunares. Na porção sul uma grande região estuarina instalada sobre a reentrância da linha de costa substituiu os depósitos flúvio-deltaicos anteriormente depositados (Figura 50).

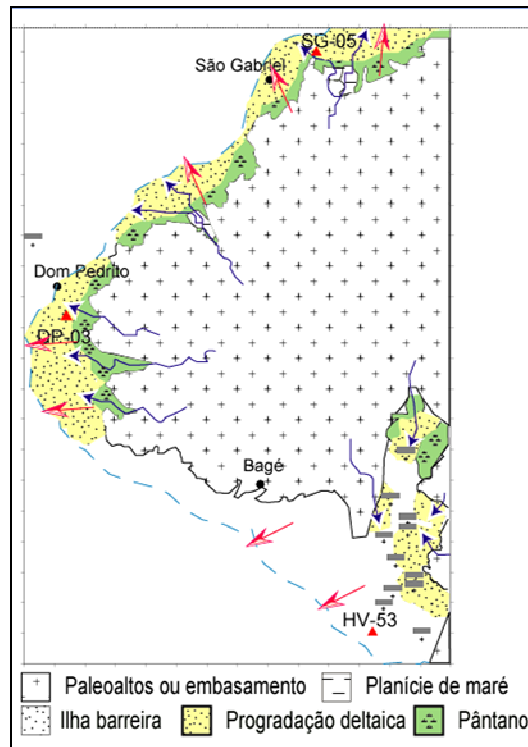


Figura 49 - Evolução da linha de costa da área 3 no T1 (PS 00 a PS 03). As flechas em vermelho indicam a progradação da linha de costa.

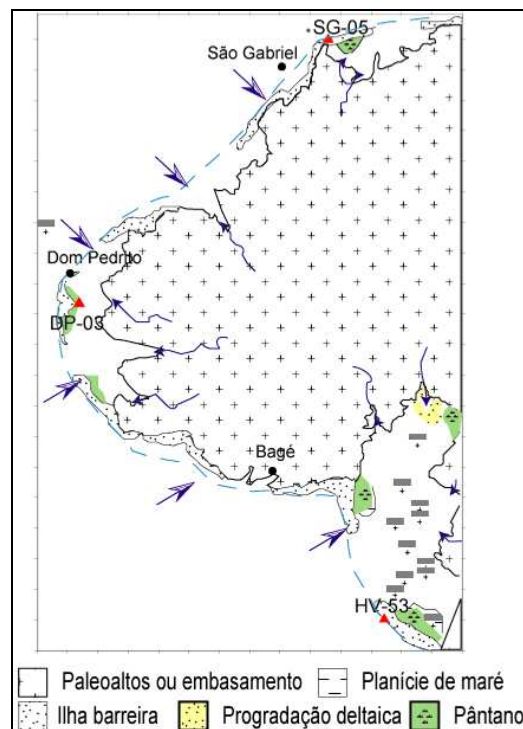


Figura 50 - Evolução da linha de costa da área 3 no T2 (PS 04 a PS 06). As flechas indicam a retrogradação da linha de costa.

No intervalo de tempo T3 a transgressão marinha abrangia toda a área, e a linha de costa avançava sobre o continente. O sistema praiado provavelmente estava ligado diretamente ao continente, formando estreitas faixas de corpos arenosos onde o suprimento sedimentar já não era mais eficiente e suficiente para formação e manutenção de barreiras arenosas. Na porção sul da área a região estuarina foi completamente afogada dando lugar a uma baía marinha (Figura 51).

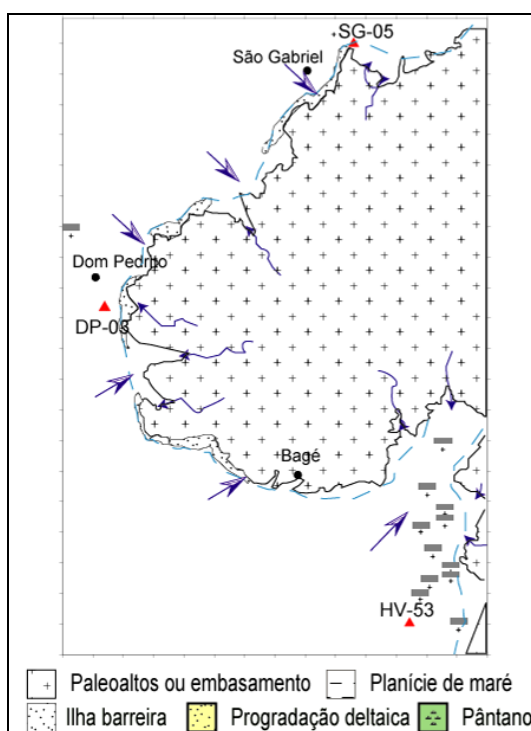


Figura 51 - Evolução da linha de costa da área 3 no T3 (PS 07 e PS 08).

CAPÍTULO 4 – ANÁLISE DO PALEOCLIMA E DINÂMICA COSTEIRA NA BORDA SUL DA BACIA DO PARANÁ.

4.1 – INTRODUÇÃO

Este capítulo abordará a influência do paleoclima na dinâmica costeira da Bacia do Paraná durante o Eopermiano. Para avaliar as condições climáticas da região de estudo, mapas paleoclimáticos foram elaborados a partir das reconstituições paleoclimáticas de Patzkowsky *et al.* (1991). Esses mapas foram elaborados de acordo com o método Fujita-Ziegler descrito por Gyllenaal *et al.* (1991) e tiveram como finalidade principal, remontar a circulação atmosférica (pressão do ar e temperatura) em dois intervalos sazonais, verão e inverno.

Para avaliar a dinâmica costeira da região inicialmente foram elaborados mapas que demonstrassem a evolução da paleolinha de costa conforme abordado no capítulo 5. Esses mapas foram interpolados com os mapas de ventos e a partir da comparação entre estes mapas foi possível inferir a possível direção de incidência das ondas e por consequência a direção preferencial das correntes litorâneas na área estudada. Para analisar a distribuição dos arenitos parálicos, foram construídos mapas para a base das parasseqüências com a melhor representatividade desta litofácies (PS00, PS01, PS04 e PS05), sendo esses mapas interpolados no software *Surfer 8*. A disposição e a geometria dos corpos foram comparadas com a direção principal da deriva litorânea.

4.2 – CLIMATOLOGIA GERAL

O clima da Terra é o resultado da distribuição da energia solar através da superfície do globo. As características climáticas mudam de lugar para lugar e no decorrer do

tempo, com escalas que variam desde os microssegundos até centenas e milhares de anos. As interações que causam mudanças no clima terrestre podem ser internamente induzidas dentro do sistema Terra-atmosfera ou externamente induzidas por fatores extraterrestres (Ayoade, 2003).

Segundo Scotese & McKerrow (1990), as mudanças climáticas para diferentes regiões resultam da combinação de mudanças seculares no clima global e na latitude destas regiões através do tempo. Logo, uma mudança no clima implica uma mudança na circulação geral da atmosfera. Entretanto, as mudanças climáticas não são unicamente dependentes da atmosfera, mas sim dos demais componentes que formam o sistema climático, que são, além da atmosfera, também a hidrosfera, a biosfera, a litosfera e a criosfera. Este sistema também está sujeito a influências extraterrestres, particularmente à do Sol.

As teorias sobre as mudanças climáticas tentam explicar as variações temporais a partir dos parâmetros descritos anteriormente, como a radiação que chega na Terra e a que é refletida, bem como a interação desses parâmetros com o sistema climático. Segundo Ayoade (2003), as diversas teorias sobre as mudanças climáticas globais formuladas por vários pesquisadores podem ser discutidas sobre três amplas categorias: 1) influência terrestre; 2) influência astronômica e 3) influência extraterrestre.

- **Efeito das mudanças terrestres no clima:**

A influência da dinâmica terrestre nas variações climáticas estaria relacionada com as mudanças na distribuição dos oceanos e continentes. Estes processos são responsáveis pelas mudanças na composição da atmosfera e oceanos, além de modificarem a superfície terrestre. Deste modo, têm grande influência sobre o clima.

A migração dos continentes também determina as áreas mais próximas e mais afastadas dos pólos, logo, tem influência na quantidade de absorção da radiação solar e subsequente mudança do clima. Além disso, o processo de formação de montanhas pode

influenciar a mudança climática de duas formas: a primeira, conhecida como “efeito orogênico”, que exerce influência no fluxo de ar, temperatura e precipitação, e a segunda ocorre porque a orogênese pode estar acompanhada de intenso vulcanismo. O lançamento de aerossóis de enxofre e emissão de gases gera um efeito estufa, modificando o equilíbrio energético da Terra e o clima.

Várias outras teorias de influência terrestre na mudança do clima, tais como características da superfície e correntes oceânicas, podem ocasionar variações da concentração de aerossóis na atmosfera, como bióxido de carbono (CO_2), ozônio (O_3) e vapor d’ água. A variação das concentrações desses constituintes na atmosfera pode influenciar no equilíbrio energético global, e conseqüentemente a circulação geral da atmosfera.

- **Efeitos das mudanças astronômicas no clima:**

As mudanças climáticas estão baseadas também em mudanças na geometria da Terra, como mudanças na excentricidade da órbita terrestre, na precessão dos equinócios, e na obliquidade do eixo de rotação. Estas mudanças climáticas são relacionadas às variações cíclicas orbitais, que alteram, no decorrer de milênios, a distribuição da energia solar conforme a latitude e condições de inclinação e posição do eixo da Terra, com frequências que variam entre dezenas a milhares de anos e são conhecidos como Ciclos de Milankovitch.

- **Efeitos das mudanças extraterrestres no clima:**

Estes efeitos ocasionam alterações na quantidade de energia solar que chega a Terra devido a mudanças na quantidade de radiação solar absorvida no exterior da atmosfera terrestre. As flutuações são cíclicas e podem ocorrer a curto e longo prazo, identificadas como manchas e labaredas solares.

4.3 - O CLIMA DURANTE O EOPERMIANO

O Período Permiano (296-251 Ma, Jin *et al.*, 1997) é um período onde ocorreu uma grande mudança climática no globo, e contém uma importante transição, marcada por uma grande deglaciação, que iniciou na passagem do Permo-Carbonífero. Esta deglaciação foi aparentemente rápida, sendo somente confinada até o Eopermiano, no Estágio Sakmariano (Gibbs *et al.*, 2002).

Durante o Permiano o supercontinente Pangea foi totalmente reunido com a maior parte da área continental (~61%) localizada ao sul do Equador. Esta grande área continental exposta, bem como a sua posição relativa, criou condições favoráveis à formação de megamonções (Parrish, 1993).

Vários modelos de reconstituição paleoclimática indicaram que o clima durante o Permiano era fortemente sazonal (ex: Parrish, 1982; Crowley *et al.* 1989; Patzkowsky *et al.* 1991; Gibbs, *et al.* 2002). Segundo Crowley *et al.* (1989), a temperatura média obtida durante o inverno na parte sul do Pangea é de até -30° C e a temperatura média durante o verão chega até 25° C.

De acordo com a reconstituição de Patzkowsky *et al.* (1991), durante o Sakmariano, o supercontinente Pangea foi dominado por uma forte circulação monsonal que causou um aumento sazonal dos períodos chuvosos, criando condições muito úmidas em alta latitude com a formação de turfeiras em ambos hemisférios Norte e Sul. Segundo estes autores, esta forte precipitação foi originada pela presença de ciclones extratropicais e tempestades de verão que formaram cinturões climáticos através do Pangea, com condições de invernos úmidos e condições sempre úmida para todas as estações (Figura 52). Condições muito secas também existiram nos subtropicais e em direção ao equador no oeste do Pangea.

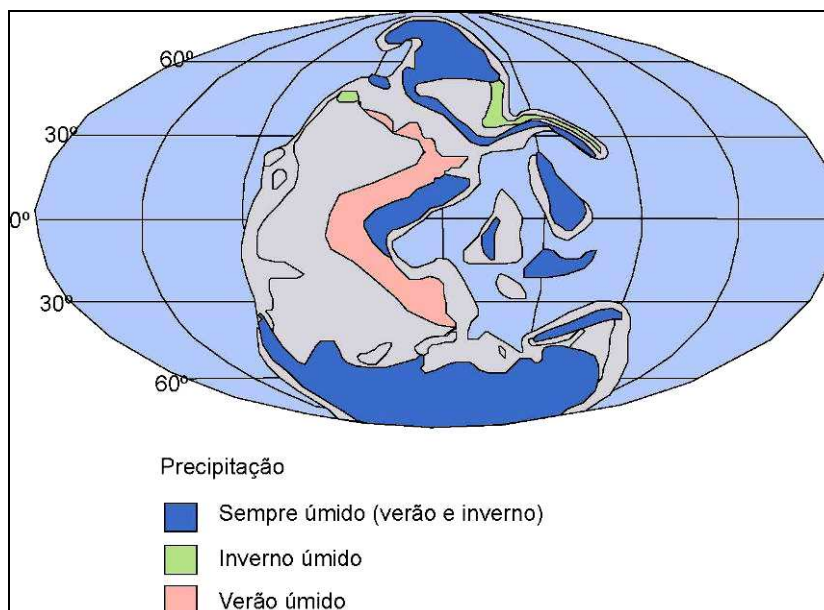


Figura 52 - Reconstituição paleoclimática da precipitação do Pangeia para o Eopermiano (Patzkowsky *et al.*, 1997).

Gibbs *et al.* (2002) simularam a sensibilidade climática para vários níveis de concentração atmosférica de CO₂ para o Sakmariiano. Os modelos gerados apresentaram uma grande sazonalidade e aumento da aridez para o interior do supercontinente. Para os mesmos autores, no hemisfério Sul durante o Sakmariiano os ventos *westerlies* e a precipitação trazida pelas tempestades formaram um amplo cinturão de umidade.

Segundo Visser (1991), globalmente o terço inferior do Permiano (Asseliano-Sakmariiano) é considerado frio, enquanto os dois terços superiores (Artinskiano-Tatariano) são considerados de clima temperado a relativamente quente. Provavelmente, estas condições climáticas foram muito importantes para o desenvolvimento de grandes florestas ao sudoeste do Gondwana. Segundo Ziegler *et al.* 1997, o desenvolvimento de florestas *Glossopteris* substituiu as calotas de gelo do sul do Gondwana, formando então a clássica seqüência Gonduânica, de depósitos de tilitos basal recobertos por depósitos com carvão e sedimentos de pântano, indicando um aquecimento climático.

4.3.1 - O CLIMA DURANTE O EOPERMIANO NA BACIA DO PARANÁ

Durante o Eopermiano a Bacia do Paraná estava localizada em altas latitudes, aproximadamente acima de 35° sul de latitude, de acordo com a reconstituição paleogeográfica de Ziegler *et al.* 1997 (Figura 53).

Segundo Silva Filho (1974), a deposição dos sedimentos do Grupo Itararé ocorreu em duas condições climáticas distintas, onde a deposição mais antiga ocorre em ambiente desértico de caráter glacial e a mais jovem, depositada sob um clima temperado. Goldberg (2000) também sugere que durante a deposição do Grupo Itararé o clima era árido e passou para condições de clima temperado e úmido durante a deposição dos sedimentos da Formação Rio Bonito.

Esta passagem de um clima árido e frio para condições mais atenuadas de temperatura pode ter sido gerada, por mudanças globais de temperatura, causadas por um aumento na concentração de CO₂ durante este período (conf.; Barron & Fawcett, 1995). Entretanto, o início da movimentação do Gondwana em direção ao norte também contribuiu para estas mudanças no clima.

Certos tipos de rochas tendem a se depositar sob condições climáticas restritas, como é o caso da turfa que gera o carvão, formada sob condições persistentemente úmidas (regiões equatoriais e temperadas) (Scotese & Barret, 1990). Os ambientes de formação do carvão (pântanos e lagunas), geralmente requerem precipitação mínima de pelo menos 20mm por mês durante o ano (Ziegler *et al.*, 1987). O carvão também pode acumular-se em altas latitudes sobre um regime de precipitação predominantemente sazonal, onde as temperaturas são geralmente frias e a evaporação é baixa durante as estações secas.

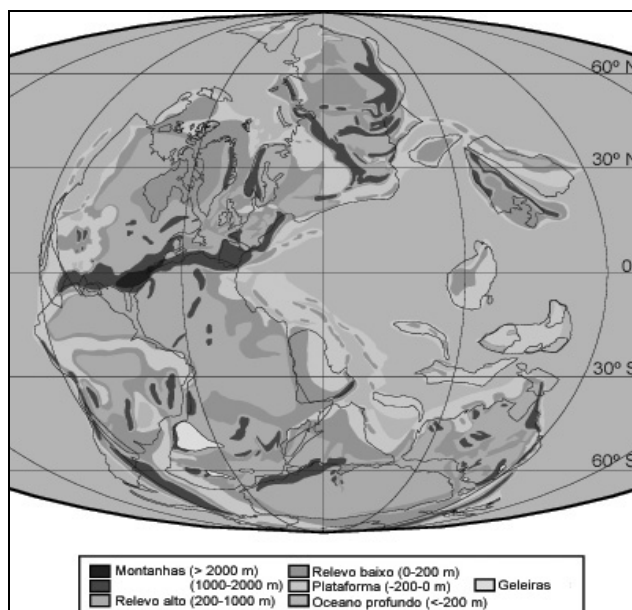


Figura 53- Reconstituição paleogeográfica para o Sakmariano (Ziegler *et al.*, 1997).

Para Holz (1995), o controle das turfeiras gonduânicas da Bacia do Paraná está atribuído ao clima e a fonte dessa umidade nas zonas de latitudes médias a altas poderia ser os ventos *westerlies*, com padrão de circulação atmosférica entre 30° e 60°. Esse padrão de ventos era o responsável pela umidade na Bacia do Paraná durante a deposição dos sedimentos da Formação Rio Bonito.

A influência da circulação atmosférica como fonte da umidade para as bacias do Sul do Gondwana, também já foi reportado por outros autores como mencionado no tópico 2.2 deste trabalho. O mais relevante é que todos estes autores consideram que, a fonte da umidade entre latitudes médias a altas, para o hemisfério Sul do Gondwana era controlada pelos ventos *westerlies*, indicando que as montanhas resultantes dos eventos de orogênese durante o Paleozóico não eram tão extensas e contínuas para provocar nesta região efeitos orográficos.

A deposição dos sedimentos da Formação Palermo ocorreu através de um clima quente e temperado, evoluindo para um clima subtropical-árido atestado pela presença dos evaporitos da Formação Irati (Goldberg, 2000).

4.4 - ANÁLISE PALEOCLIMÁTICA REGIONAL

A reconstituição paleogeográfica foi baseada nos mapas paleogeográficos de Smith *et al.* (1981) e Ziegler *et al.* (1997), os quais ilustram a posição do paleocontinente Gondwana, bem como o paleoceano *Panthalassa* e a posição da área de estudo. A distribuição paleomorfológica regional (montanhas, relevos baixos, plataformas e oceano) para o intervalo de tempo estudado foi extraída de Ziegler *et al.* 1997 (Figura 54). Esta reconstituição permitiu visualizar de uma forma regional a ligação da Bacia do Paraná durante o Eopermiano com as demais bacias da margem sul do Gondwana e a sua conexão com o paleoceano *Panthalassa*.

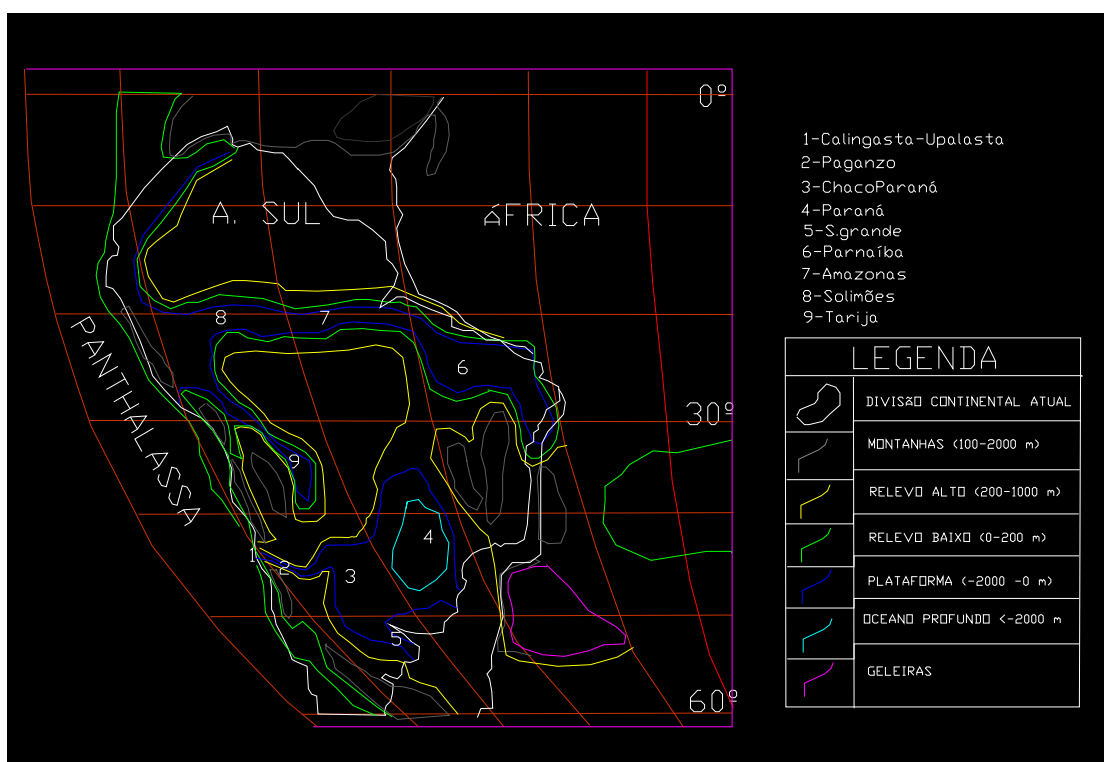


Figura 54 - Mapa Paleogeográfico regional da porção oeste e sudoeste do Gondwana durante o Eopermiano (modificado de Ziegler et al. 1997).

Para a reconstrução paleoclimática de acordo com o método Fujita – Ziegler, estimou-se que o padrão de circulação zonal da atmosfera seria uniformemente igual, sendo apenas modificado pelo contraste de aquecimento da terra em relação aos corpos d'água. Um

padrão de convenção foi adotado para modelagem climática trabalhando com duas estações extremas, verão e inverno representados pelos meses de janeiro e julho. O dado para cada estação foi plotado separadamente para ilustrar os efeitos sazonais. As correntes sazonais e o padrão de insolação dependem da precessão, obliquidade e excentricidade da órbita da Terra. Estes dados foram implicitamente incluídos no modelo de reconstrução paleoclimática.

Os mapas de circulação atmosférica para o Eopermiano mostram que neste período, o sudoeste e oeste do Gondwana eram afetados por um forte sistema zonal, pois durante o inverno (julho), um grande sistema de alta pressão instalava-se sobre o interior continental atingindo níveis de até 1035 Mb. Sobre o paleoceano *Panthalassa* um sistema de baixa pressão era formado atingindo níveis de até 1000 Mb (Figura 55).

Durante o verão (janeiro) esse sistema era invertido, e uma grande célula de baixa pressão se formava sobre o sudoeste do Gondwana, com valores aproximados em 1000Mb, enquanto que um sistema de alta pressão se formava sobre o *Panthalassa* atingindo níveis acima de 1015Mb (Figura 56).

Durante o inverno (julho) o desenvolvimento de uma grande célula de alta pressão localizada a sudoeste do Gondwana, provavelmente estaria relacionada a áreas totalmente cobertas por neve (Figura 55). Durante o verão (janeiro), o estabelecimento de uma grande célula de baixa pressão sobre o continente provavelmente foi criada pelo aquecimento solar no interior continental.

Este contraste de pressão para o verão e inverno gerados pelas variações sazonais na circulação atmosférica foi provavelmente a principal fonte de precipitação em grande parte do sudoeste e oeste do Gondwana.

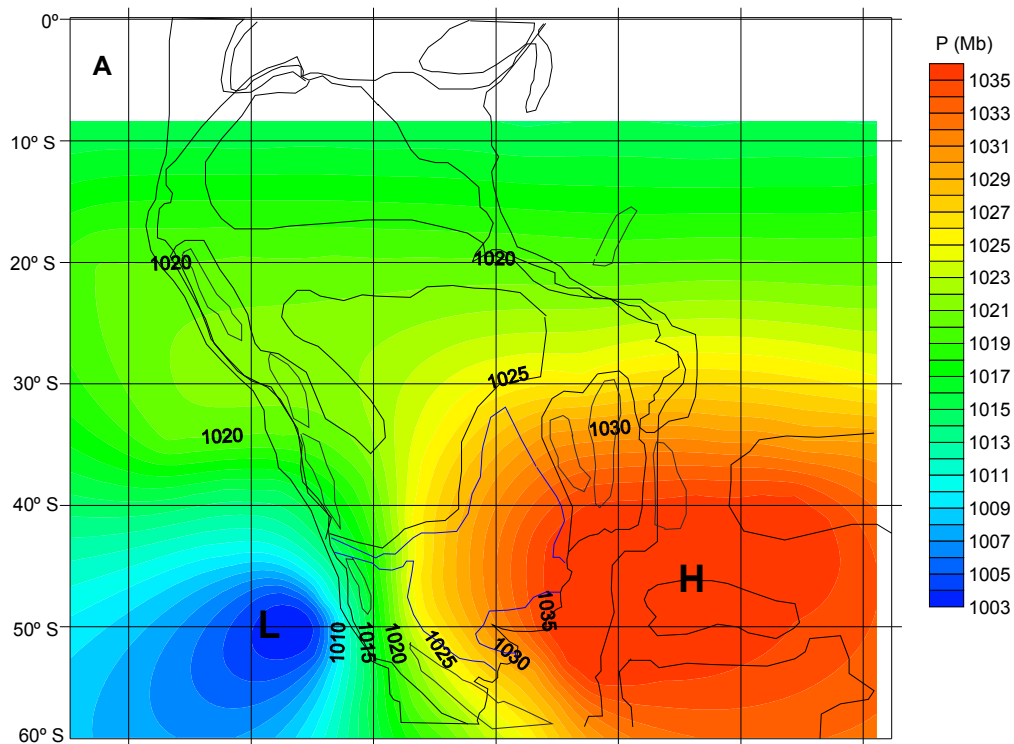


Figura 55 - Mapa de pressão do ar (julho / inverno) para o oeste e sudoeste do paleocontinente Gondwana durante o Eopermiano (adaptado de Patzkowsky *et al.* 1991).

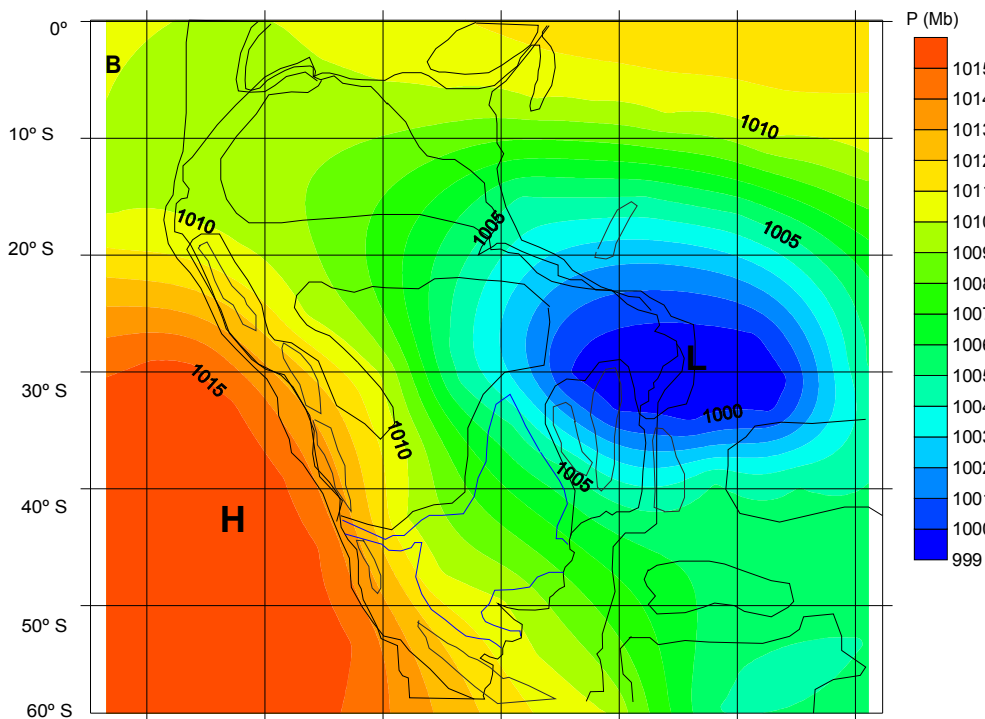


Figura 56 - Mapa de pressão do ar (janeiro / verão) para o oeste e sudoeste do paleocontinente Gondwana durante o Eopermiano (adaptado de Patzkowsky *et al.* 1991).

Durante o inverno os ventos moviam-se preferencialmente a noroeste e a sudoeste a partir do centro de alta pressão. Para o Equador a direção preferencial dos ventos era de sudoeste para noroeste (Figura 57). Os ventos de sudoeste que sopravam da célula de alta pressão sobre o paleo oceano *Panthalassa*, provavelmente traziam um tempo seco e frio para o interior continental no sudoeste do Gondwana (Figura 57). Entretanto a margem continental oeste do Gondwana também recebia a influência da baixa pressão oceânica, com ventos prevaletentes para sudeste, sul e sudoeste. Provavelmente nesta região uma grande instabilidade era formada devido à influência das massas de ar provenientes do paleo oceano, carregadas em umidade com chuvas constantes para estas regiões.

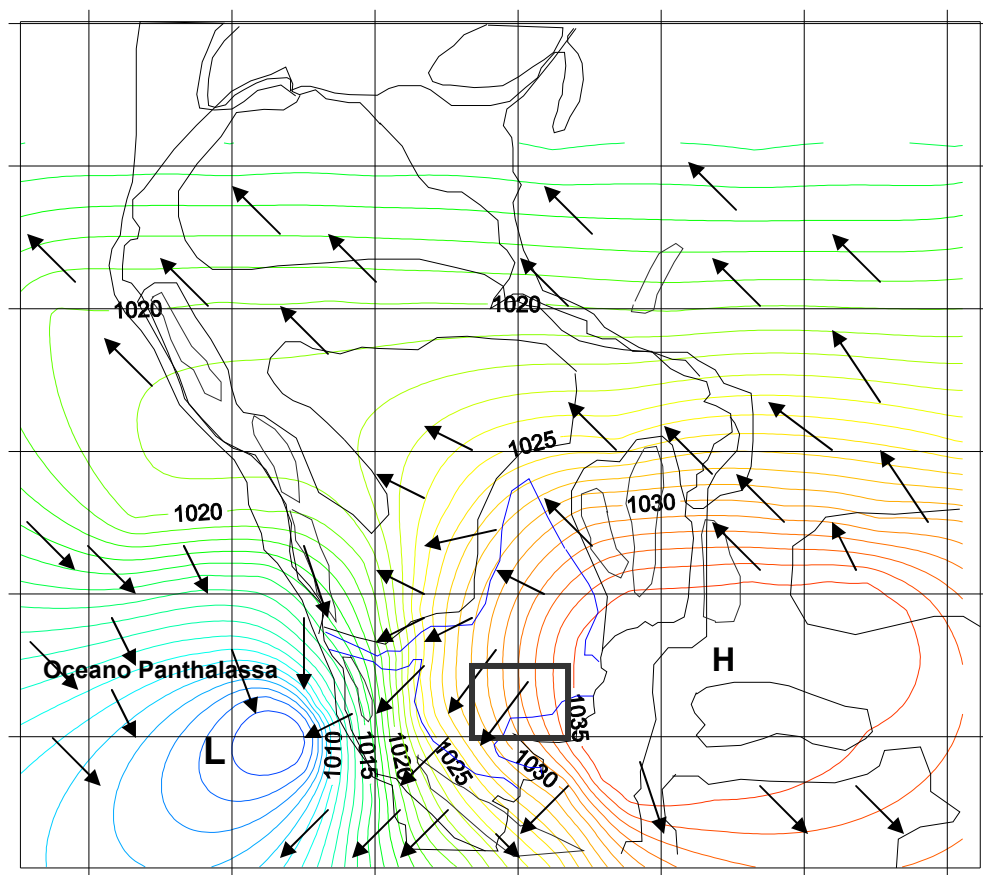


Figura 57 - Direção preferencial dos ventos (julho / inverno) para o oeste e sudoeste do paleocontinente Gondwana durante o Eopermiano (adaptado de Patzkowsky *et al.* 1991). O retângulo marca a localização aproximada da margem sul-sudeste da Bacia do Paraná no Permiano, a área de trabalho.

Na área de estudo de acordo com o mapa de pressão (Figura 57) durante o inverno a direção preferencial dos ventos era de nordeste para sudoeste, sem influência da instabilidade causada pela baixa pressão localizada no paleoceanos.

Durante o verão o desenvolvimento de uma grande célula de baixa pressão sobre o sudoeste do paleocontinente ocasionou no deslocamento dos ventos em direção ao continente. Os ventos se moviam preferencialmente de norte para sul, sudoeste para nordeste e noroeste para sudeste (Figura 58). Os ventos que sopravam de sul para norte e sudoeste para nordeste da célula de alta pressão sobre o paleoceanos *Panthalassa*, carregavam umidade para dentro das regiões continentais e produziam grandes quantidades de precipitação.

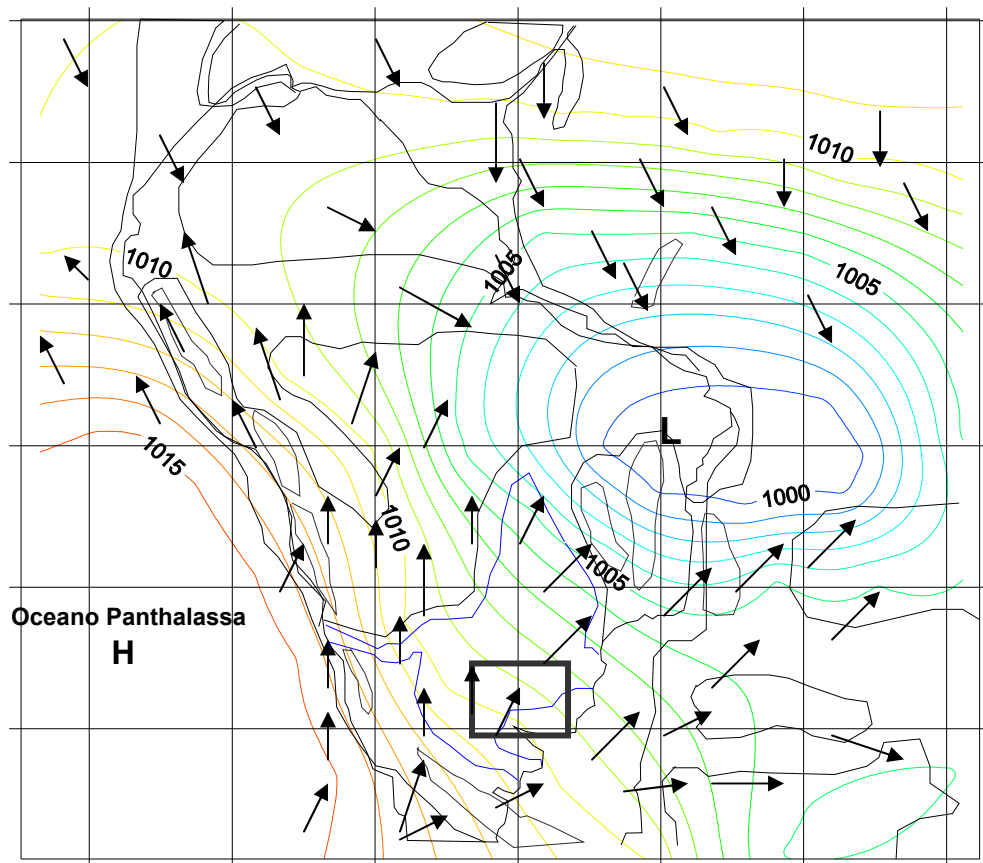


Figura 58 - Direção preferencial dos ventos (janeiro / verão) para o oeste e sudoeste do paleocontinente Gondwana durante o Eopermiano (adaptado de Patzkowsky *et al.* 1991). O retângulo marca a localização aproximada da margem sul-sudeste da Bacia do Paraná no Permiano, a área de trabalho.

Na área de estudo, provavelmente as direções preferenciais dos ventos durante os verões eram de sudoeste para nordeste e norte para sul (Figura 58).

A circulação atmosférica da porção sudoeste do Gondwana esteve submetida a diversas variações importantes durante os ciclos sazonais. Estas mudanças sazonais possuem uma grande influência dos continentes e mares adjacentes, isto porque as regiões continentais, em virtude de sua capacidade de variação térmica, produziam variações sazonais muito maiores do que nos oceanos.

Desta forma, durante os verões o interior do paleocontinente era transformado em centros de baixa pressão, enquanto no inverno baixas temperaturas atingiam a região continental. Assim a porção sudoeste do Gondwana bem como o oceano Panthalassa estava submetido a uma inversão sazonal na direção do vento. Este processo é semelhante ao processo de formação de monções. A causa básica para formação de monções é o aquecimento diferencial de grandes áreas continentais e oceânicas, que varia de acordo com cada a estação.

A formação de turfeiras durante o Eopermiano, nas bacias do sudoeste do Gondwana, sugerem que no mínimo o clima deveria ser úmido em boa parte das estações. Segundo Ziegler *et al.* 1987, somente chuvas persistentes ao longo de um ano todo proporcionariam o crescimento de florestas e a formação de turfa. O que se observa no mapa de circulação global é que os ventos de sudoeste que atingiam a Bacia do Paraná, durante o inverno, traziam (ou “carregavam”) pouca ou nenhuma umidade. Entretanto, durante os verões os ventos que sopravam do paleo-oceano em direção ao norte e nordeste continente eram carregados de umidade e provavelmente principais responsáveis pelas chuvas nestas regiões.

Essa variação permitiu supor que pelo menos dois fatores estariam influenciando na continuidade da umidade durante as estações. O primeiro é que mesmo durante as estações mais secas a quantidade da evaporação era baixa. O segundo fator estaria relacionado à influência de variações locais não detectáveis no modelo de circulação, entre

elas a influência de um mar interior. Durante um longo tempo existiu um golfo que adentrava as águas oceânicas do Panthalassa até aproximadamente o início do Eopermiano. Essa ligação com o mar era feita através da conexão das bacias Calingasta, Paganzo, Chaco-Paraná e Paraná.

Este golfo provavelmente foi uma importante fonte de umidade, principalmente nas bordas deste mar interior. A partir deste mesossistema uma série de fatores climáticos locais semelhantes a brisas marinhas, ventos *onshore* (ventos que fluem de grandes corpos d'água, geralmente associados com a precipitação no litoral) e até mesmo fenômenos de ressurgência que atuaram localmente.

4.5 - ANÁLISE PALEOCLIMÁTICA E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A DERIVA LITORÂNEA NA ÁREA DE ESTUDO.

Conforme visto anteriormente, as direções dos ventos regionais na área de estudo variaram sazonalmente em estações opostas. Essa variação regional provavelmente influenciou na variação local dos ventos na área de estudo. A partir desta premissa pode-se dizer que durante os verões os ventos prevalecentes na região estudada eram aproximadamente de sudoeste para nordeste e norte - sul. Durante a estação de inverno a tendência era invertida e os ventos sopravam de nordeste para sudoeste.

Embora a determinação da direção preferencial dos ventos locais tenha sido estabelecida pela direção dos ventos regionais, a análise de indicadores paleomorfológicos da linha de costa pode indicar algumas considerações sobre o regime de ondas prevalecente, logo a direção preferencial dos ventos também pode ser confirmada a partir desta análise.

Os ventos são considerados como os principais agentes responsáveis pela movimentação de sedimentos dentro do sistema praial, pois eles controlam a geração das ondas. As ondas se formam a partir do estresse friccional entre dois fluidos com velocidade

diferente. Essa energia é transferida, resultando na formação de ondas (Heward, 1981). Assim, a energia dos ventos é transferida pelas ondas através da superfície do mar até a zona costeira onde a mesma é dissipada, promovendo erosão, transporte e deposição dos sedimentos.

Esse deslocamento na zona de surfe gerado pela arrebentação das ondas cria um sistema de correntes, cujo padrão depende basicamente do ângulo de incidência das ondas em relação à linha de praia. Este sistema, juntamente com a *longshore current* (corrente litorânea longitudinal), formam a deriva litorânea e deslocam os sedimentos ao longo da linha de costa, sendo de grande importância no controle morfológico das praias (Figura 59).

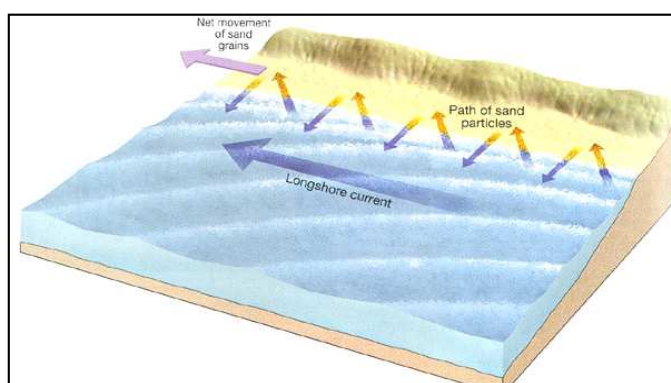


Figura 59 - Processos de transporte responsável pela remobilização dos sedimentos e controle morfológico do sistema praial (Fonte: [www. bedford.k12.ny.us](http://www.bedford.k12.ny.us)).

A dinâmica costeira é a principal responsável pelo desenvolvimento das praias, pois promove os processos deposicionais e erosivos que as mantém em constante alteração. Os ventos e as ondas por eles geradas, juntamente com as correntes litorâneas que se desenvolvem quando as ondas chegam à linha de costa, atuam constantemente erodindo, transportando e depositando sedimentos (Villwock & Tomazelli, 1995).

De acordo com o padrão de ventos, a deriva litorânea para a linha de costa eopermiana do Sul da Bacia do Paraná, ocorria para SW e SE durante os invernos e N e NE

durante os verões. Este padrão de distribuição da deriva litorânea pode ser confirmado pela posição dos sedimentos arenosos na reconstituição da paleolinha de costa.

Para cada intervalo de tempo (T1, T2, T3) foi estabelecido um padrão na distribuição das fácies de praia, fácies estuarina-lagunar e marinha, conforme visto no capítulo 3. Para o intervalo de tempo T1, observou-se uma grande distribuição de fácies arenosa a sudoeste da área. A concentração de sedimentos arenosos foi intensificada na porção sudoeste da área devido à intensa progradação deltaica conforme já citado no capítulo anterior. Entretanto esta grande concentração de sedimentos arenosos poderia ser indicativa também da deriva resultante para SW ao longo da paleocosta durante os invernos (Figura 60). Já na porção sul da paleocosta, devido à reentrância formada pelo embasamento, provavelmente a deriva resultante durante os verões era projetada para sudeste da área.

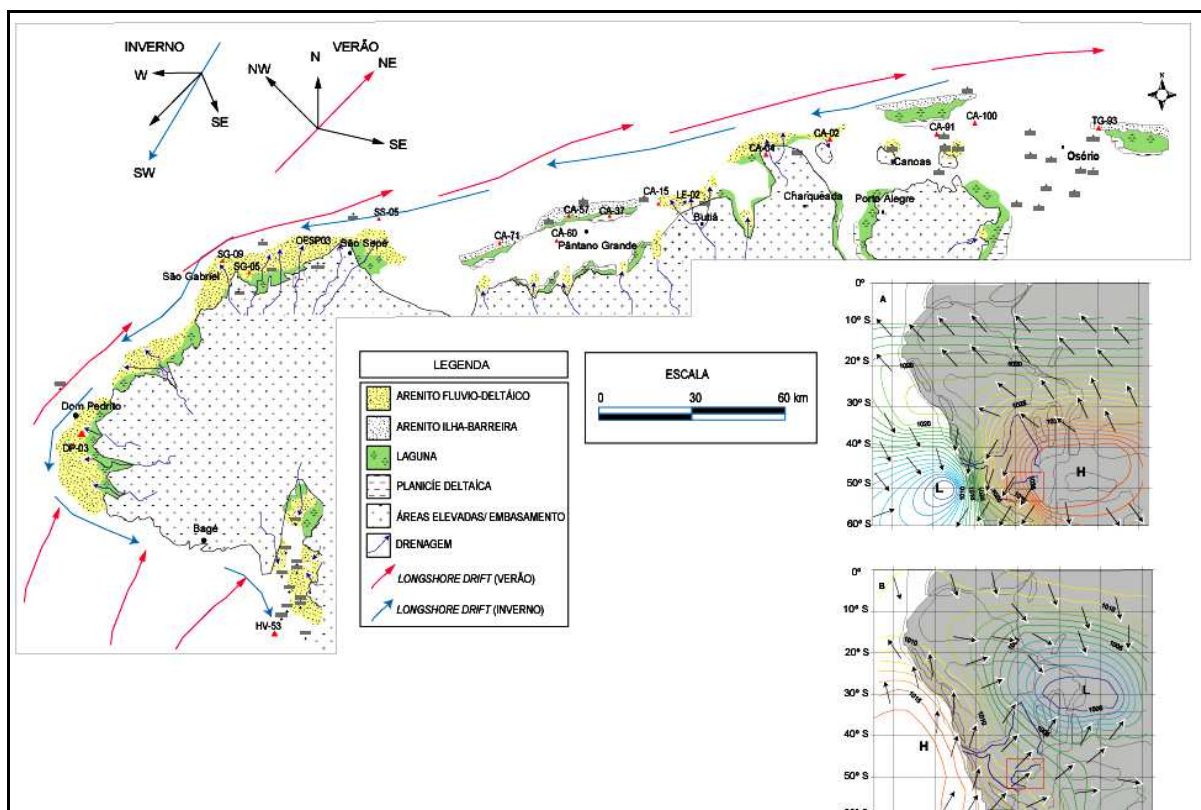


Figura 60 - Mapa paleofisiográfico e dinâmica costeira da porção sul-riograndense da Bacia do Paraná. Intervalo T1.

Para este mesmo intervalo de tempo a formação de ilhas-barreira também apresentava o padrão NE-SW, este padrão poderia ter sido controlado também pela dinâmica da deriva litorânea (Figura 60).

Para o intervalo T2 o mesmo padrão para a dinâmica costeira é observado na distribuição dos sedimentos arenosos. Os conjuntos de ilha-barreira apresentam direção NE-SW, esta direção preferencial pode ter sido controlada por ambas direções da deriva litorânea. Na porção Sul, os ventos que sopravam de sudoeste e de sul durante os verões induziam ondas em direção a nordeste e norte estas ondas frontais poderiam causar forte erosão em direção a linha de costa (Figura 61).

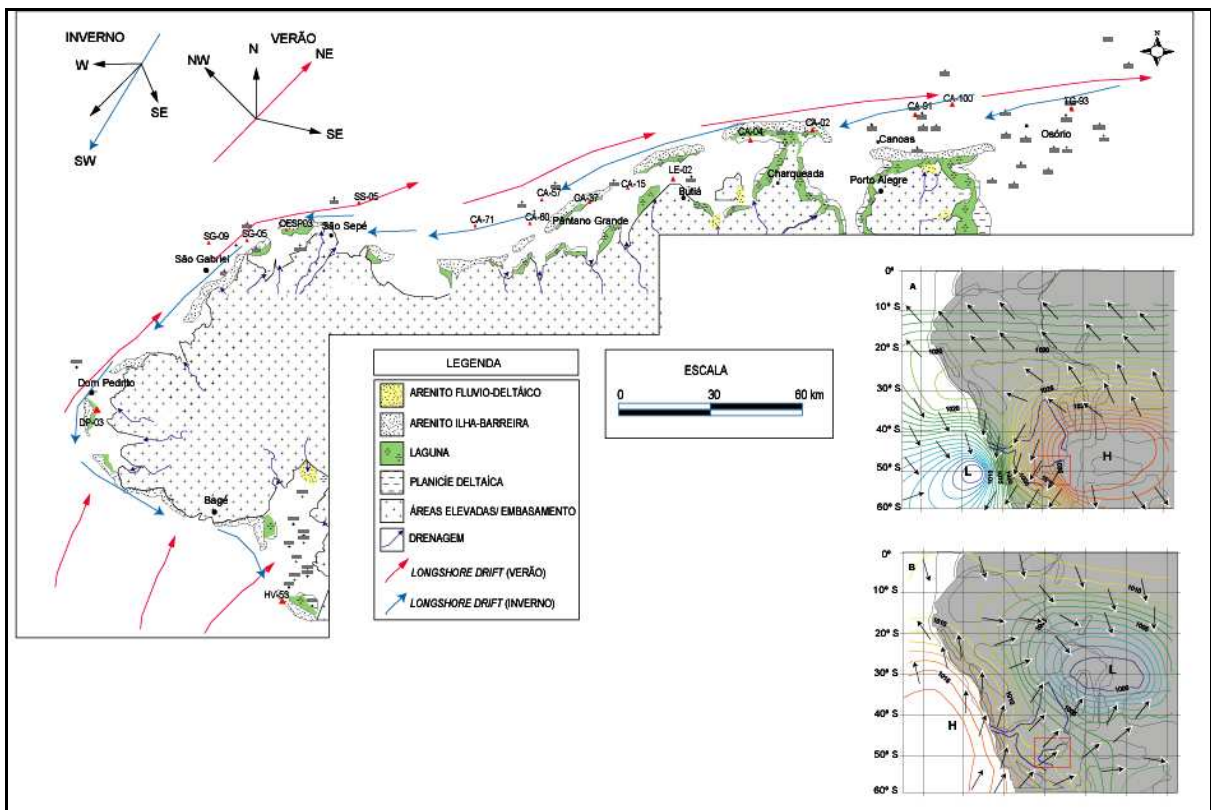


Figura 61 - Mapa paleofisiográfico e dinâmica costeira da porção sul-riograndense da Bacia do Paraná. Intervalo T2.

Para o intervalo de tempo T3 – período onde a transgressão marinha já estava efetivada – ocorre pouca concentração de fácies arenosa, sendo possível observar que os

sistemas de ilhas – barreiras foram praticamente erodidos e as fácies arenosas foram deslocadas para junto do continente (Figura 62).

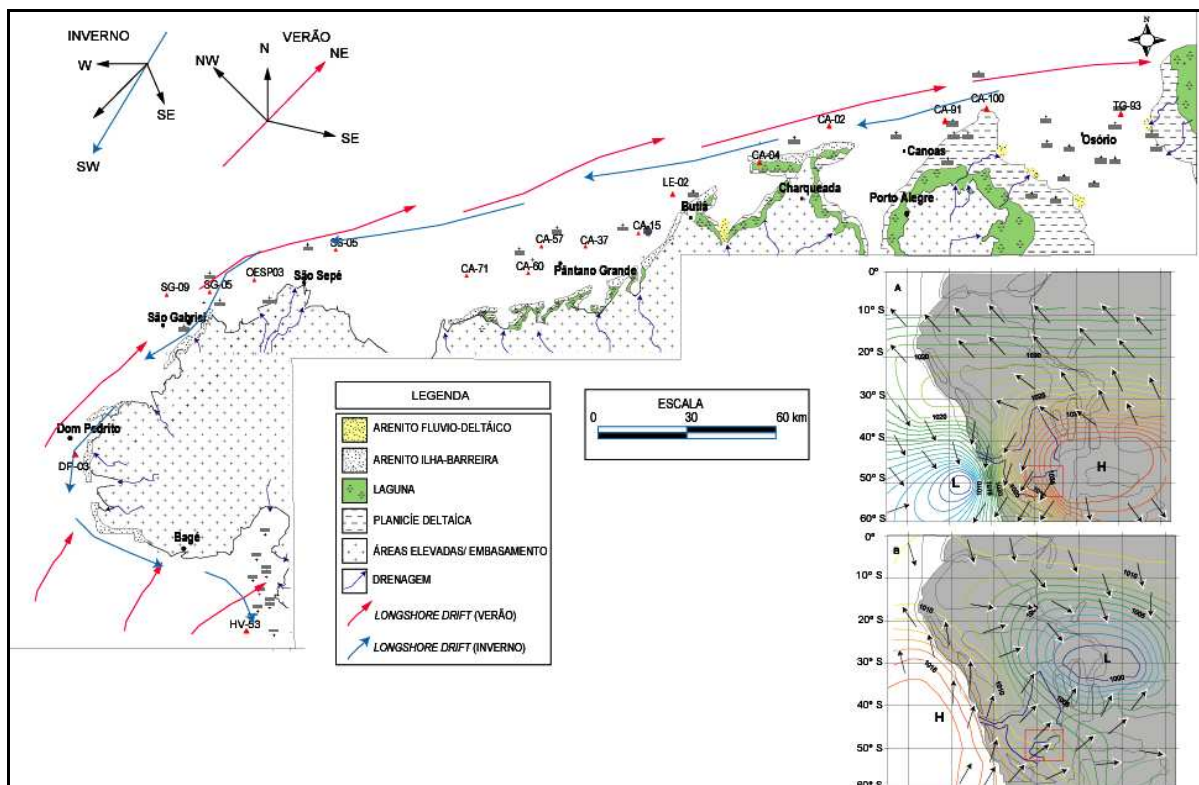


Figura 62 - Mapa paleofisiográfico e dinâmica costeira da porção sul-riograndense da Bacia do Paraná. Intervalo T3.

Conforme visto nas figuras (Figura 60, Figura 61 e Figura 62), durante o Eopermiano a linha de costa irregular com reentrâncias do embasamento. Estas reentrâncias da linha de costa podem ter ocasionado diferentes velocidades de refração das ondas, logo variações locais no deslocamento das correntes litorâneas. Entretanto o padrão geral da disposição dos sedimentos arenosos ao longo de toda a paleolinha de costa nos três intervalos de tempo mostra que o padrão das correntes litorâneas corresponde ao padrão esperado de acordo com a análise paleoclimática de reconstituição dos ventos.

4.6 – O CONTROLE DA DINÂMICA COSTEIRA NA DISTRIBUIÇÃO DOS ARENITOS PARÁLICOS DA ÁREA ESTUDADA – IMPLICAÇÕES PARA RESERVATÓRIOS.

Sistemas costeiros como ilhas-barreiras, *strand plain* e deltas costeiros podem conter excelentes pacotes arenosos com boa porosidade primária e alta permeabilidade. No geral intercalados por sedimentos pelíticos ricos em matéria orgânica que podem gerar uma migração primária efetiva de hidrocarbonetos além de constituírem excelentes trapas estratigráficas (Galloway & Hobday, 1983).

Os mapas de distribuição de fácies permitirão a visualização das geometrias, continuidades e extensão lateral dos corpos arenosos e a comparação da disposição destas rochas com as direções das correntes litorâneas, discutidas no tópico anterior.

A interpretação estratigráfica apresentada nos capítulos anteriores possibilitou a geração de um banco de dados das associações faciológicas dividida em parasseqüências. A análise do tipo de sedimento foi feita para a base de cada parasseqüência. As parasseqüências serão analisadas pelo tipo de reservatório dos subambientes discutidos nos capítulos anteriores.

4.6.1 - ARENITOS E CONGLOMERADOS DELTAICOS:

São compostos por arenito médio a grosso, conglomerado suportado pelos clastos e pela matriz. No geral ocorrem intercalados a siltito e camadas de carvão da planície deltaica ou com sedimentos de *shoreface*. São bastante representativos nas parasseqüências PS 00 e PS01 em grande parte da área de estudo. Na porção mais a oeste da área, a ocorrência destas rochas pode ser observada também nas parasseqüências PS 03, PS 04 e PS 05.

Na área 1 na porção basal da PS 00 (Figura 63) foram mapeados corpos de arenitos e conglomerados delgados e com boa distribuição e continuidade lateral. A

disposição destas rochas ocorre de maneira irregular com corpos geralmente alongados ou na forma de lentes, com direções principais noroeste-sudeste. A PS 01, apresentou corpos menores e mais esparsos em relação a PS 00. A disposição registrada ocorre de forma irregular, como pequenas lentes, não sendo possível determinar um padrão comum entre os corpos (Figura 64).

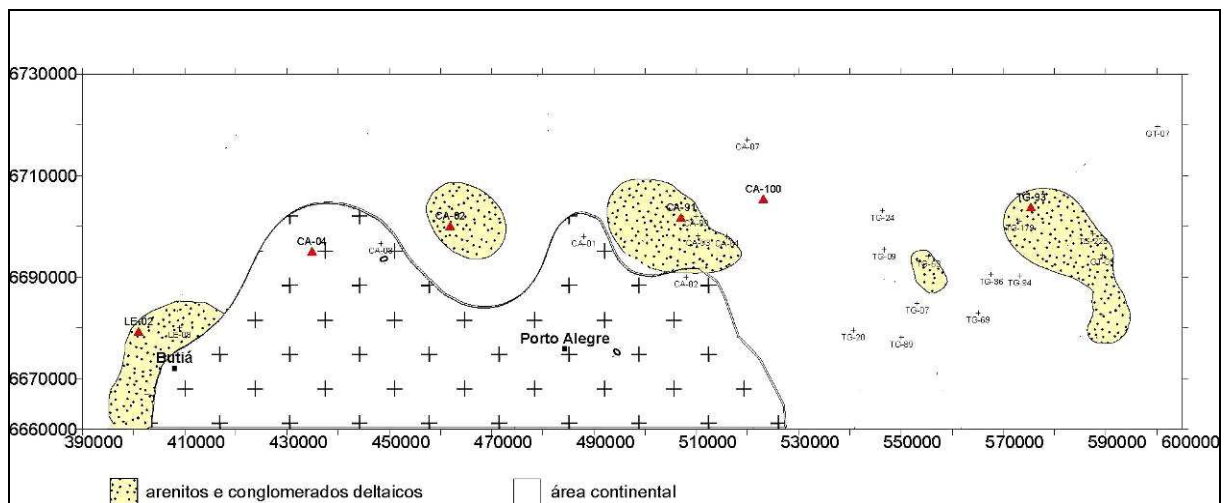


Figura 63 - Disposição dos principais corpos de arenitos parálicos da base da PS 00 – Área 1. Notar corpos alongados com orientação preferencial NW-SE.

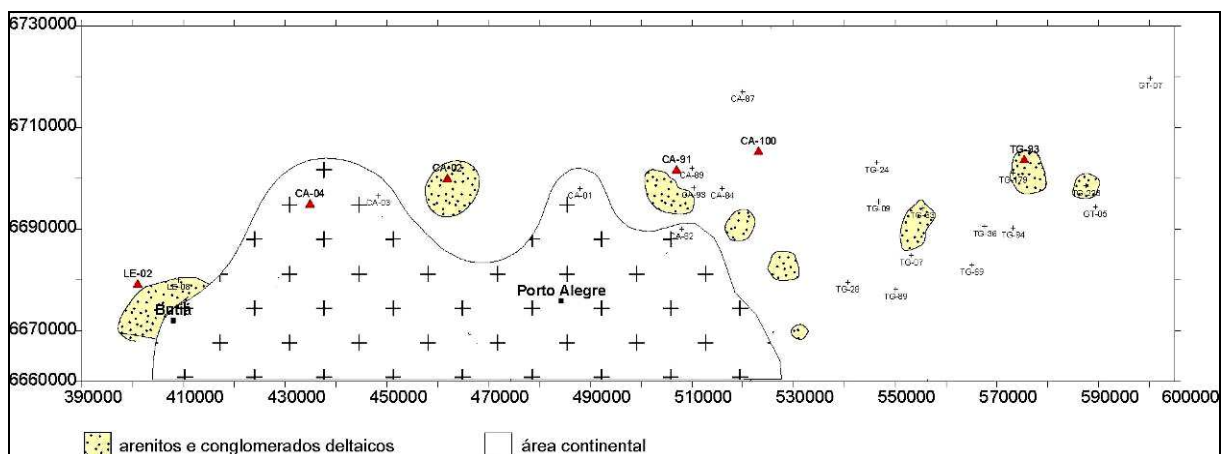


Figura 64 - Disposição dos corpos de arenitos parálicos da base da PS 01 – Área 1.

Na área 2 a porção basal da PS 00 apresenta corpos com boa distribuição lateral principalmente a SW da área (Figura 65). A disposição destas rochas ao longo de toda a

paleolinha de costa da área 2 ocorre de forma irregular com geometria alongada e parcialmente arredondada.

A base da PS01 na área 2 apresenta corpos irregulares e estes possuem ocorrência local na porção SW e NE da área. Na porção NE os corpos apresenta direção NE-SW, já na porção SW os corpos não apresentam uma orientação preferencial (Figura 66).

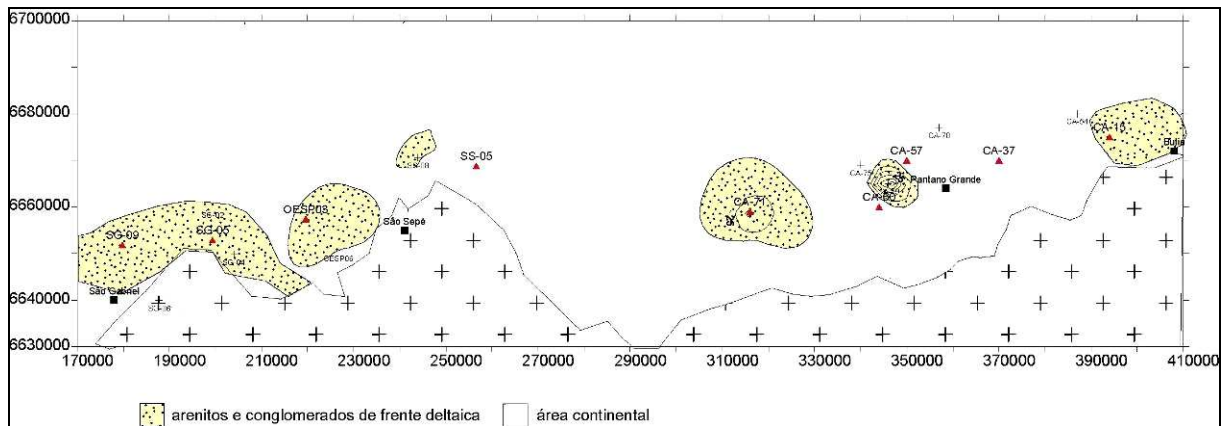


Figura 65 - Disposição dos principais corpos de arenito parálicos da base da PS 00 – Área 2. Notar a distribuição lateral a SW da área.

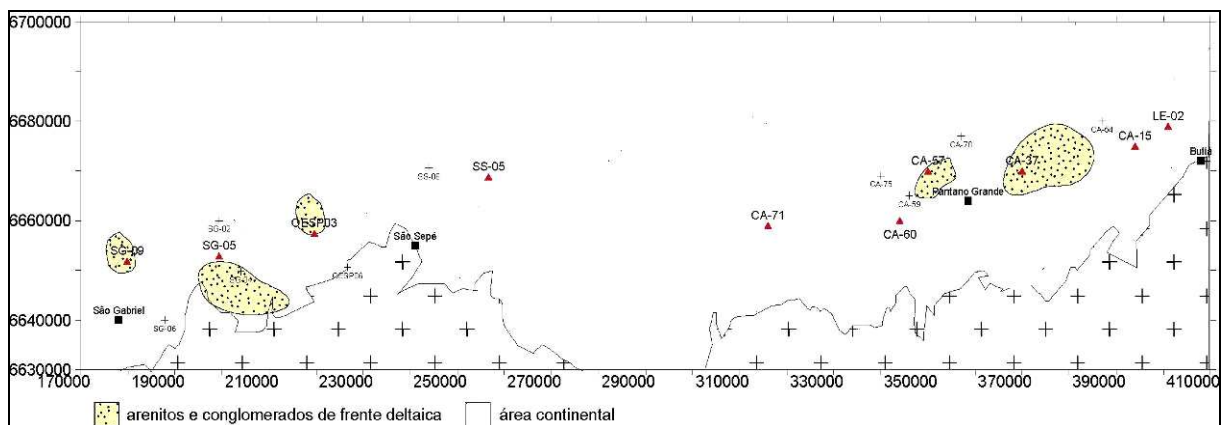


Figura 66 - Disposição dos corpos de arenito parálicos da base da PS 01 – Área 2. Notar na porção leste da área os corpos apresentam disposição NE-SW.

Na área 3 a base da PS00 (Figura 67) apresentou corpos descontínuos dispostos de forma alongada, na porção sul essas rochas apresentam uma maior concentração e continuidade lateral e formam um corpo em forma de língua. A PS 01, apresentou corpos

menores e sem continuidade lateral. A disposição registrada ocorre de forma irregular, como pequenas lentes, não sendo possível determinar um padrão comum entre os corpos (Figura 68).

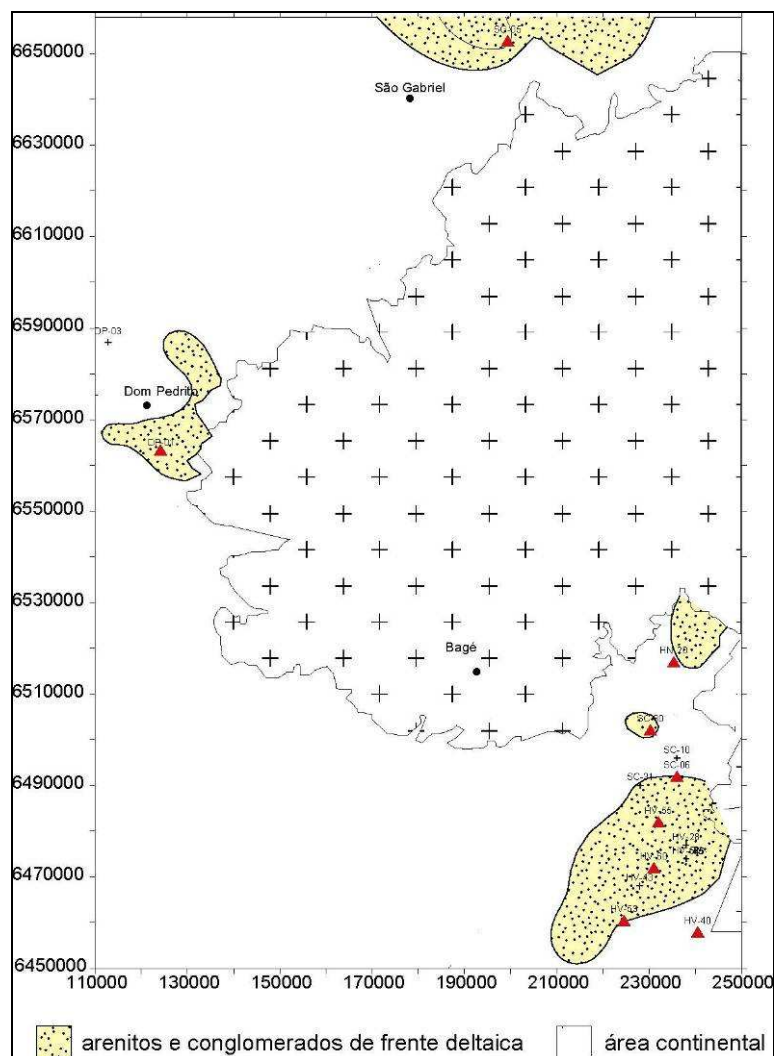


Figura 67 - Disposição dos principais corpos de arenito parálico da base da PS 00 – Área 3. Notar na área sul a continuidade e forma do corpo.

A disposição dos arenitos do sistema deltaico na base das parasequências PS00 e PS01 ao longo de toda a paleolinha de costa apresenta geralmente um padrão descontínuo e irregular, porém com algumas áreas com maior concentração, como visto na porção sudoeste da área 2 e na porção sul da área 3. Essa concentração de sedimentos pode ter ocorrido pelo grande avanço dos sistemas deltaicos nestas regiões e também pelo

deslocamento ocasionado pela dinâmica costeira com corrente de SW e SE durante os invernos, que deslocariam os sedimentos mais a sudoeste nas parassequências da área 2, e deslocariam para sudeste no sul da área 3.

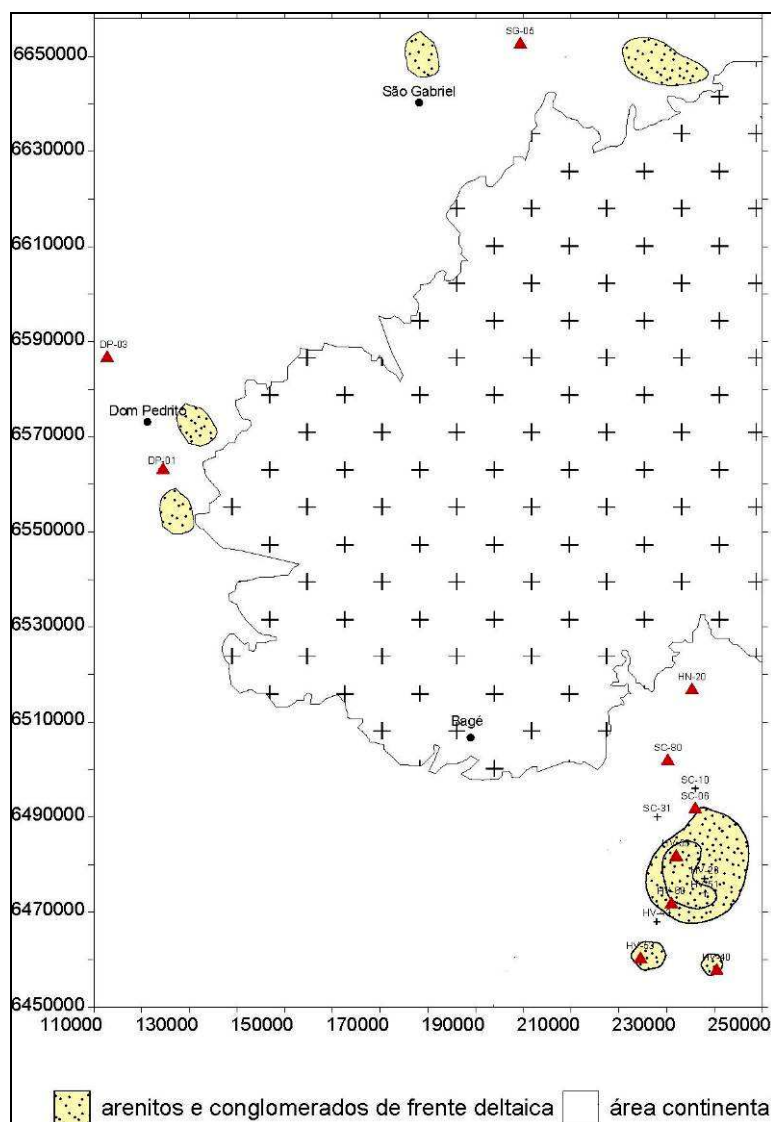


Figura 68 - Disposição dos principais arenitos parálicos da base da PS 01 – Área 3. Notar a disposição irregular dos corpos arenosos.

4.6.2 - ARENITOS DE *FORESHORE* E *SHOREFACE* SUPERIOR A INFERIOR

O arenito de *foreshore* compõe os sedimentos das barreiras do sistema de ilha-barreira transgressiva. É composto por camadas delgadas de arenitos finos a médios, quartzosos e geralmente estratificados. Os arenitos de *shoreface* são as rochas mais

expressivas da área, devido a grande representatividade vertical, ocorrendo em espessos pacotes com ampla distribuição lateral. São compostos por arenitos finos com estratificação cruzada *swaley* e *hummocky*.

Os arenitos de *foreshore* apresentam melhor distribuição nas parassequências PS04 e PS05. Porém, essas rochas podem ocorrer também nas demais parassequências estudadas.

A figura 69 mostra a disposição das rochas-reservatório da PS 04 na área 1. As rochas-reservatório de *foreshore* apresentam um padrão alongado e lenticular e estão distribuídas irregularmente na área. Pequenas lentes de arenito de *backshore* (deltas de maré enchente e *bayhead* deltas) também foram identificadas. Os arenitos de *shoreface* apresentam ampla distribuição e foram inferidos no mapa pela posição dos demais sistemas deposicionais.

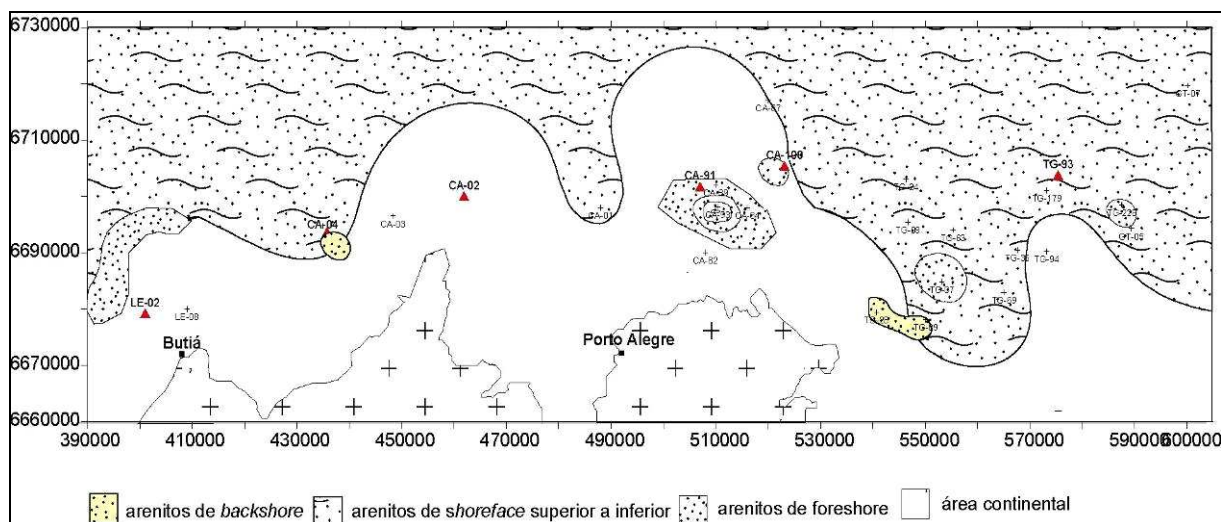


Figura 69 - Disposição dos principais corpos de arenitos parálicos (*backshore*, *shoreface* superior a inferior e *foreshore*) da base da PS 04 – Área 1.

Na área 2 a base da PS04 é representada por delgados corpos de arenitos de *foreshore* concentrados a nordeste da área, com geometria circular e sem continuidade lateral

(Figura 70). Na porção oeste da área 2 ocorre ainda a presença de rochas arenosas do sistema deltaico. Os reservatórios de *shoreface* apresenta ampla e continua distribuição lateral na área.

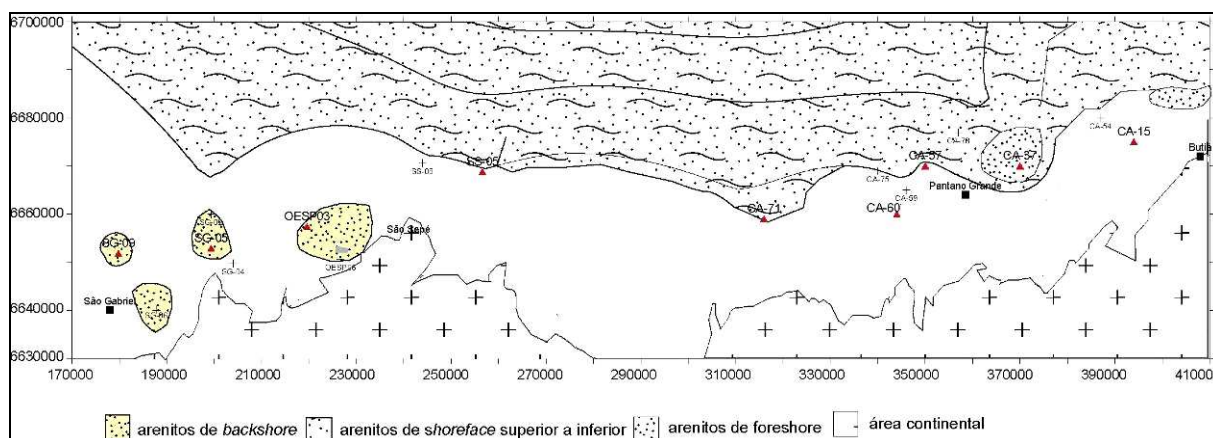


Figura 70 - Disposição dos arenitos parálicos da base da PS 04 – Área 2. Observar na porção oeste maior concentração de arenitos de foreshore.

Na área 1 a base da PS 05 apresenta uma redução nas rochas do subsistema de *foreshore* (Figura 71). Os depósitos de *shoreface* apresentaram um aumento, ocasionado pelo avanço da transgressão na área. Esses depósitos apresentam excelente continuidade lateral e os seus limites foram inferidos de acordo com a posição dos demais subsistemas da área.

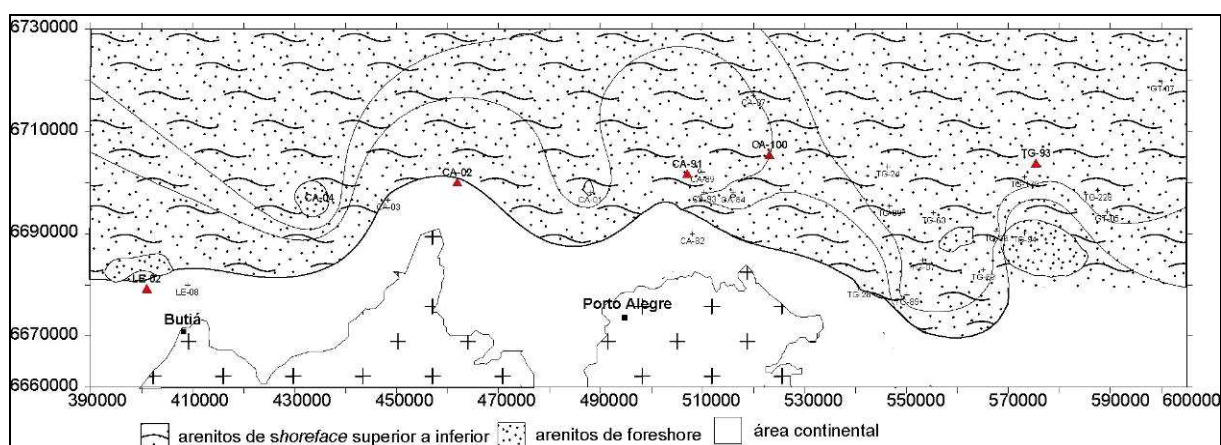


Figura 71 - Disposição dos principais corpos de arenito parálico da base da PS 05 – Área 1.

A base da PS05 na área 2 as rochas reservatório de *foreshore* são delgadas e menos expressivas e estão concentradas na porção central e oeste da área em forma de corpos

arredondados, sem continuidade lateral. Os reservatórios de *shoreface* apresentam ampla e contínua distribuição lateral na área (Figura 72).

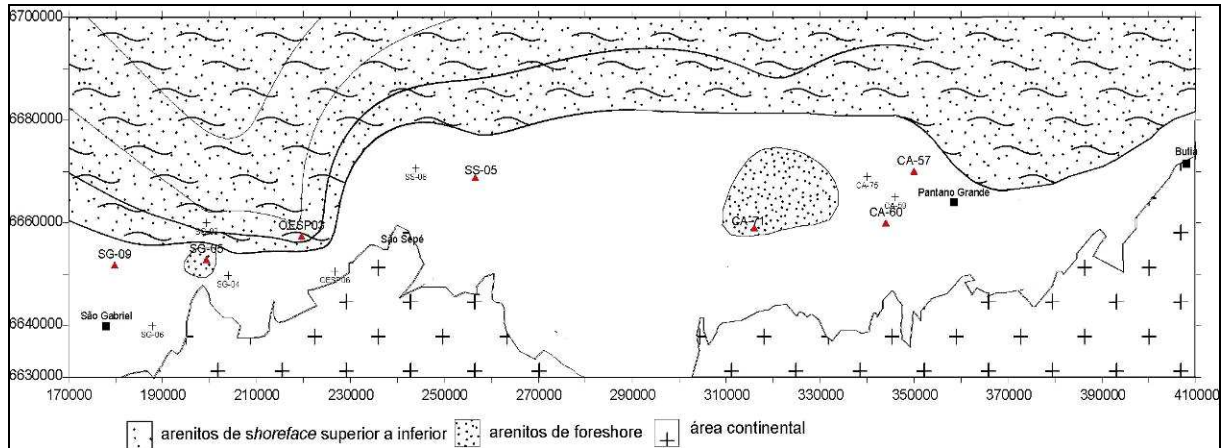


Figura 72 - Disposição dos principais corpos de arenito parálico da base da PS 05 – Área 2.

Na área 3 a PS 04 apresenta uma ampla distribuição dos arenitos de *foreshore* em relação às demais áreas analisadas. Esses corpos estão dispostos na porção sul da área com geometria alongada (Figura 73), ocorrendo também de forma mais esparsa a oeste e norte da área. Os arenitos de *shoreface* apresentam ampla distribuição lateral e foram inferidos de acordo com a posição dos demais subsistemas.

Na PS 05 da área 03 ocorre uma redução nas fácies de *foreshore* em relação a PS 04 da mesma área. A fácies de *foreshore* está recuada em direção ao continente, e a geometria dos corpos ocorre de forma irregular (Figura 74).

Os reservatórios de *shoreface* apresentam ampla continuidade lateral e estão dispostos de forma aleatória na área.

A disposição das rochas-reservatório dos subsistemas de *foreshore* ocorreu de maneira esparsa na área e foram interpolados como corpos com geometria arredondada e lentes arenosas, no geral sem continuidade lateral e orientação preferencial. Estes depósitos são antigas praias que protegiam as regiões estuarinas e lagunares. A disposição irregular

destes depósitos, provavelmente ocorreu devido o intenso retrabalhamento das correntes litorâneas e ao avanço contínuo da transgressão, que ocorreu naquela porção da bacia durante o Eopermiano.

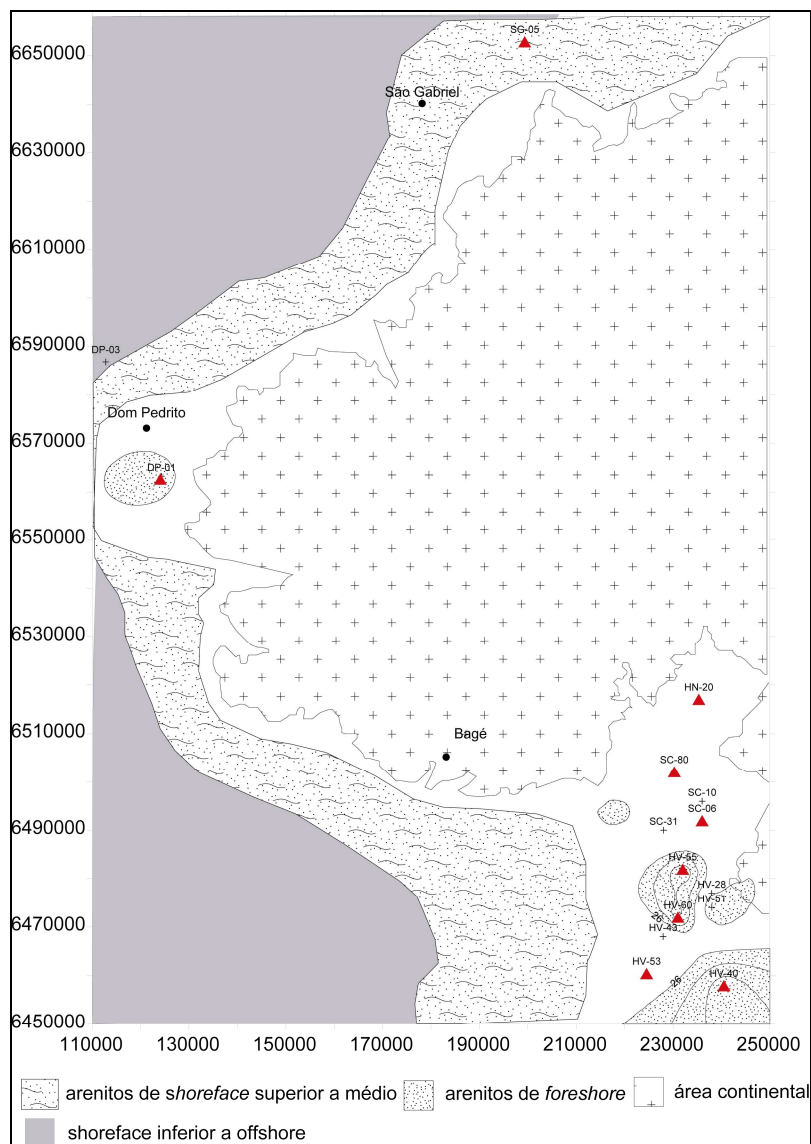


Figura 73 - Disposição dos principais corpos de arenito parálico da base da PS 04 – Área 3.

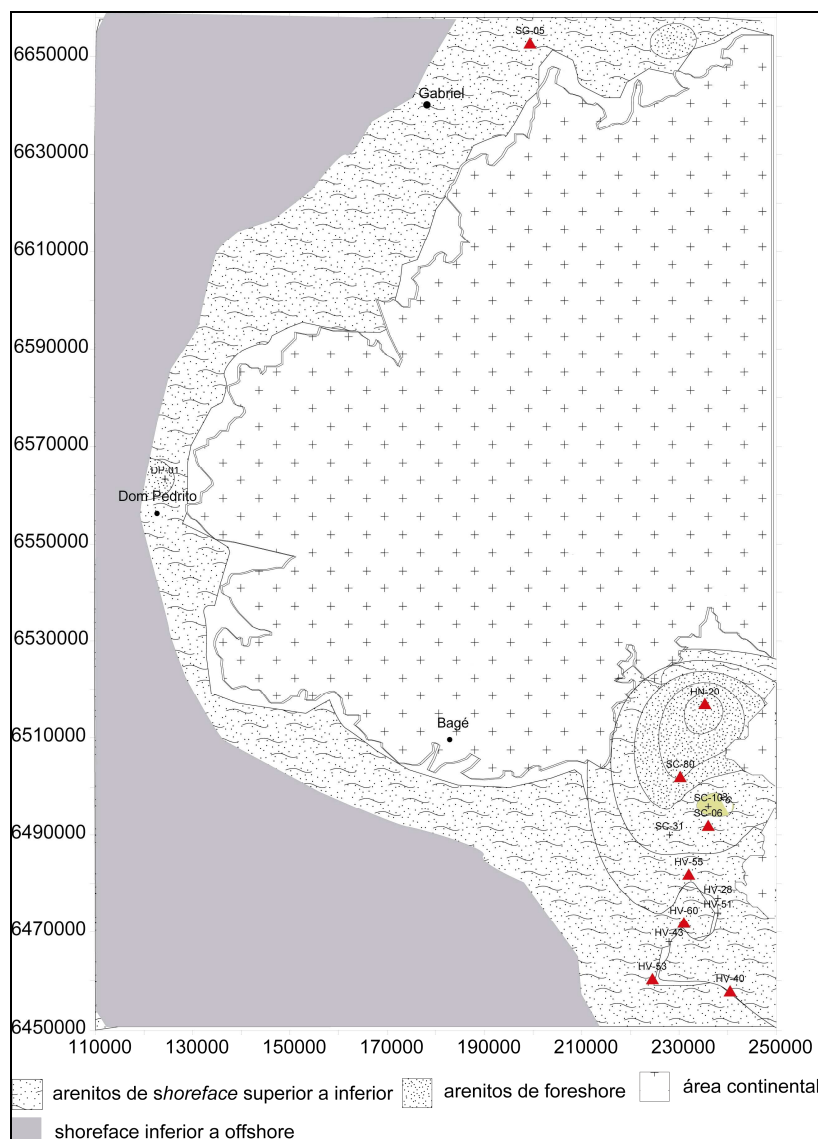


Figura 74 -Disposição dos principais corpos de arenito parálico da base da PS 05 – Área 3.

A pesar da disposição das rochas reservatório do sistema de *foreshore* não apresentar orientação ou concentração preferencial ao longo da linha de costa, observou-se que na base da PS 04 na área 01 e 02 (figuras 69 e 70) há uma leve orientação nas barras arenosas de SE-NW que pode ser indicativa do deslocamento das correntes litorâneas para NE de verão com sua resultante para SE.

Há também uma concentração considerável destes sedimentos na PS 04 da porção sul da área 3 (figura 73), essa concentração pode ser atribuída também ao deslocamento das correntes litorâneas de inverno com direção para SE, que proporcionaria

naquela região maior acúmulo de sedimentos arenosos despejados pelos rios e deltas encontrados naquela localidade. Já na PS 05 das áreas 2 e 3 a disposição dos sedimentos de *shoreface* foi inferida pela escassez de dados, principalmente na área 3 o que não permitiu uma melhor análise dos corpos arenosos com as correntes litorâneas.

5.0 – CONCLUSÕES

A realização de uma análise sedimentológica e estratigráfica com o intuito de reconstituir condições atmosféricas, e investigar o controle destas condições sobre a sedimentação é consagrado na literatura em outros sistemas deposicionais (e.g. eólico).

Nesse tocante, o presente trabalho, apresenta ineditismo, pois aborda o controle paleoclimático sobre a deposição e preservação espacial de corpos arenosos parálicos. Com base nos resultados obtidos, pode-se concluir que, apesar das inerentes limitações da metodologia (onde a principal restrição é a aplicação de um modelo GCM em uma escala maior, de dimensões apenas regionais), a abordagem tem seu mérito e permitiu interessantes *insights* quanto à dinâmica costeira de uma bacia sedimentar paleozóica.

Assim, as seguintes conclusões específicas podem ser elencadas:

1. O estudo das fácies, associação faciológica e interpretação dos sistemas deposicionais permitiu o entendimento da distribuição vertical e lateral destes elementos em toda área de trabalho, sendo que os sistemas mais importantes para o estudo de arenitos parálicos como reservatórios análogos devido sua grande ocorrência e distribuição na área foram os sistemas de delta dominado por influência de maré e Ilha-barreira/marinho.
2. As Parasseqüências apresentaram um melhor resultado para as análises propostas neste trabalho. Porém o estudo das seqüências de terceira ordem foi fundamental para o entendimento do empilhamento de quarta ordem. As seqüências de terceira ordem, denominadas de seqüência deposicional 2 e 3 foram caracterizadas por sistemas fluviais, costeiros e marinho raso, que englobam uma complexidade de subsistemas (deltaico, laguna-barreira, planície de maré, *foreshore*, *shoreface*, *offshore*).
3. Foram definidas 08 parasseqüências no intervalo estratigráfico estudado, denominadas de: PS 00 a PS 08. Na base do TSMB 2 ocorre uma sucessão granodecrescente

ascendente, representada pelas parasseqüências PS01 e PS02. O TST 2 é representado pelas parasseqüências PS 02 a PS05 que apresentam um padrão de empilhamento distinto nas áreas de estudo, devido às condições impostas pelo influxo sedimentar e pelo espaço de acomodação de cada área. O TSMA 2 representado pela PS 06 apresenta no geral um padrão de empilhamento retrogradacional ou agradacional e as PS 07 e PS 08 foram depositadas após o LS 3 e juntas compõem o TSMB 3. A PS 07 no geral apresenta um padrão de empilhamento progradacional/retrogradacional.

4. A análise estratigráfica de quarta ordem sugere a influência de um tectonismo sinsedimentar que controlou a deposição das parasseqüências. Isto pode ser visualizado nas seções estratigráficas, onde diferentes padrões de empilhamento contemporâneos foram identificados. Ao que indica, uma subsidência tectônica diferencial e a contribuição de um paleorelevo pré-existente que ocasionavam um aumento relativo do nível do mar e ao mesmo tempo soerguimento e erosão em outras áreas.
5. A reconstituição paleofisiográfica da linha de costa mostrou a evolução em função da variação relativa do nível do mar e nas mudanças graduais dos sistemas deposicionais. Observaram-se algumas peculiaridades em relação à intensidade da variação do nível relativo do mar na A1 que pode ser explicada pela tectônica diferencial. Porém, no geral a linha de costa da porção sul-riograndense da Bacia do Paraná evoluiu de uma vasta área estuarina-lagunar protegida por barreiras no T1 para grandes áreas estuarinas e complexos de ilhas-barreiras/marinho raso no T2 com o aumento transgressivo da transgressão e no T3 um rearranjo da linha de costa promovido pelo rebaixamento do nível do mar, formou grandes regiões de planície de maré planície de maré na área 1 enquanto que nas áreas 2 e 3 ainda ocorria o máximo transgressivo

- com total retração dos sistemas de barreira e o amplo desenvolvimento de estuários dentro do continente e estabilização do sistema marinho raso.
6. A análise paleoclimática abordada neste trabalho promoveu uma recapitulação do clima durante o Eopermiano e também uma estimativa do padrão de circulação dos ventos da margem sul do Gondwana pelo método Fujita – Ziegler. De acordo com o padrão de ventos, a deriva litorânea para a linha de costa eopermiana do Sul da Bacia do Paraná, ocorria para sudoeste durante os invernos e norte e nordeste durante os verões.
 7. Durante o Eopermiano a linha de costa apresentava reentrâncias do embasamento. Estas reentrâncias poderiam ter ocasionado diferentes velocidades de refração das ondas, logo variações locais no deslocamento das correntes litorâneas. Entretanto o padrão geral da disposição dos sedimentos arenosos ao longo de toda a paleolinha de costa nos três intervalos de tempo mostrou que o padrão das correntes litorâneas corresponde ao padrão esperado de acordo com a análise paleoclimática de reconstituição dos ventos.
 8. Para os intervalos de tempo T1 e T2, a distribuição das fácies arenosas a sudoeste da área, podem ser indicativas, não só do grande aporte sedimentar, mas também da deriva resultante para sudoeste ao longo da paleocosta durante os invernos. Já na porção sul da paleocosta, devido à reentrância formada pelo embasamento, provavelmente a deriva resultante durante os verões era projetada para sudeste da área. A formação de ilhas-barreira apresentava o padrão NE-SW, que poderia ter sido controlado também pela dinâmica da deriva litorânea.
 9. Os mapas de distribuição de fácies mostraram que para arenitos do sistema deltaico a concentração de sedimentos em algumas áreas pode ser atribuída à dinâmica costeira com corrente de sudoeste e sudeste durante os invernos, que deslocariam os

sedimentos mais a sudoeste na área 2, e para sudeste no sul da área 3. Já para os mapas de distribuição de fácies para arenitos de *foreshore*, *shoreface* superior a inferior foi mais difícil atribuir a ocorrência destes corpos com o padrão da dinâmica costeira. Os arenitos de *foreshore* ocorrem de forma esparsa e com pouca ocorrência, entretanto, esse tipo de distribuição pode estar associado ao intenso retrabalhamento destes sedimentos pelas correntes litorâneas e pela transgressão contínua. Alguns padrões de direção das barras arenosas para sudeste, coincidem com padrões de ventos de verão de nordeste com resultante para sudeste.

10. No geral a análise paleoclimática realizada neste trabalho indicou que existe uma predominância das correntes de inverno sobre aquelas geradas durante os verões e que a pouca relação do sistema ilha-barreira / marinho raso com a dinâmica costeira pode ser atribuída a uma rápida transgressão o que proporcionaria uma erosão contínua das fácies mais proximais a linha de costa e mais influenciadas pelo deslocamento das correntes costeiras ou/e uma diminuição da intensidade das correntes de inverno durante a deposição das parasseqüências PS 06 a PS 08.

6.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ayoade, J.O. Introdução à climatologia para os trópicos. 10.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. 332 p.
- Barron, E. J.; Fawcett, P.J. The climate of Pangaea: A review of climate model simulations of the Permian. in the Permian of Northern Pangaea, Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. 1995. Vol. 1: 37– 52 p.
- Carlucci, R. *Estratigrafia de seqüências aplicada a região de cachoeira do Sul, RS, Brasil*. 1999. 140 f (Dissertação de Mestrado em Geociências) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.
- Crowley, T.J.; Hyde, W.; Short, D. Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangea. *Geology*, 1989. 17: 457-460.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications, *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146, 1992.
- DellaFavera, J.C. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro: UERJ, 2001. 264 p.
- Elias, A. R. D. *Estratigrafia de Seqüências e Proveniência das Rochas Eopermianas da Bacia do Paraná na Região Centro-Oeste do Rio Grande do Sul, Brasil*. 1999. (Dissertação de mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre. 2v.p.
- Etgeton, V. R. *Aplicação de Conceitos da Estratigrafia de Seqüências ao Intervalo Permiano-Eotriássico da Bacia do Paraná na Região Nordeste do Rio Grande do Sul-Brasil*. 1997. 137 f. (Dissertação de mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 1997.
- Fisher, W.L.; L.F Brown; A.J Scott; McGowen, J.H. Delta systems in the exploration for oil and gas, a research colloquium: Austin, Texas, Texas Bureau of Economic Geology, 1969. 204 p.
- Gibbs, M. T.; Rees, P. M.; Kutzbach, J. E.; Ziegler, A. M.; Behling, P. J.; Rowley, D. B. Simulation of Permian climate and comparison with climate-sensitive sediments, *J. Geol.*, 110:33– 55p, 2002.
- Gyllenhaal, E.D. How accurately can paleo-precipitation and paleoclimatic change be interpreted from subaerial disconformities?. In: *Thesis*, Univ. Chicago, 1991. 450 480p.
- Galloway, W.E. & Hobday, D.K. Terrigenous clastic depositional systems: applications to petroleum, coal and uranium exploration. New York, Springer-Verlag, 1983. 423 p.
- Heward, A.P. A Review of wave dominated clastic shoreline deposits. *Earth Sciences Rev.*; 17: 223-276 p, 1981.
- Komar, P.D. Beach process and sedimentation. New Jersey; Prentice Hall, 1976. 429 p.

- Holz, M. *O intervalo Gonduânico Basal (Eopermiano) da Bacia do Paraná na Região Nordeste do Rio Grande do Sul – Um Exercício de Estratigrafia*. 1995. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre. 2v.p. 1995.
- Holz, M. The Eo-Permian coal seams of the Paraná basin in southernmost Brazil: An analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. *International Journal of Coal Geology*, 36: 141-163, 1998.
- Holz, M. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system – an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 162:305-331, 2003.
- Holz, M.; Küchle, J.; Phillip, R.P.; Bisschoff, A.P.; Arima, N. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base – level changes during Early- Permian in the Paraná basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, V.22, p 185-204, 2006.
- Galloway, W.E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in Broussard, M.L., ed., *Deltas, Models for Exploration*: Houston, Texas, Geological Society, p. 87–98 p, 1975.
- Galloway, W.E.; Hobday, D.K. *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Ground Water Resources*: Berlin, Springer-Verlag, 1996. 488 p
- Goldberg, K. *Paleoclimatic Evolution of the Permian of the Paraná Basin in Southern Brazil*. 2001. Tese de doutorado. University of Chicago, U.C., Estados Unidos.
- King, C.A.M. *Beaches and coasts*. 2.ed. London: Edward Arnold, 1972. 570 p.
- Kuhn, M.R. *Arcabouço estratigráfico da região entre Butiá e Cachoeira do Sul, RS, Brasil*. 2000. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 2000.
- Lopes, R. da C. *Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo “Rio Bonito-Palermo” (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul*. 1995. 254 f. (Dissertação de Mestrado), PPGeo, UNISINOS, São Leopoldo, 1v., 1995.
- Longshore Current. 2003. Disponível em: [http:// www. bedford.k12.ny.us](http://www.bedford.k12.ny.us). Acesso em: dezembro de 2004.
- McKerrow, W.S; Scotese, C.R. *Palaeozoic Biogeography and Paleogeography*, Geological Society of London, Memoir 1990. V.12, 435 p.
- Milani, E. J. *Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozoica do Gondwana Sul-Occidental*. 1997. (Tese de doutorado) Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre. 2 v.

- Milani, E.J. and Thomaz Filho, A. Sedimentary basins of South America. In Tectonic Evolution of South America, Cordani U.G, Milani E.J. and Thomaz Filho A.(Editors), 2000. 389-449 p.
- Parrish, J.T.; Ziegler, A.M; Scotese, C.R. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1982. 40: 67–101p.
- Parrish, J.T., Demko, T.M., and Tanck, G.S. Sedimentary paleoclimatic indicators: what they are and what they tell us: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser. A*, 1993, v. 344: 21-25p.
- Posamentier, H.W.; Allen, G.P.; James, D.P & Tesson, M. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 76(11): 1.687-1.709p, 1992.
- Patzkowsky, M.E.; Smith, L.H.; Markwick, P.J.; Engberts, C.J.; Gyllenhaal, E.D. Application of the Fujita-Ziegler model to paleoclimate retrodiction: Early Permian and Late Cretaceous examples. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1991 .86: 41-66p.
- Reading, H.G (ed.). *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publ. (2° ed.) 1996. 615p.
- Scotese, C.R.; Barrett, S.F. Gondwana's movement over the South pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate, in W.S. McKerrow and C. R. Scotese, eds., *Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography*, Geological Society of London, Memoir 1990. 12, pp. 75-86.
- Smith, A.G.; Hurley, A.M.; Briden, J.C. *Phanerozoic Palaeocontinental World Maps*, Cambridge University Press, 1981. 102 p.
- Smith, G.J.; Jacobi,R.D. Tectonic and eustatic signals in the sequence stratigraphy of the Upper Devonian Canalaway Group, New York state, *AAPG Bulletin*, 2001. V.85, Nº 2, P. 325-357.
- Soares, A. P. *Modelagem Estocástica de reservatórios - os arenitos parálisos da Formação Rio Bonito, Eopermiano do Rio Grande do Sul*. 2003. 96 f. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre. P, 2003.
- Vail, P.R.; Mitchum Jr.,R.M.; Todd, R.G.; Widmier, J.M.; Thompson III, S.; Sangree, J.B.; Bubb, J.N.; Hatlelid, W.G. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: Payton, C.E (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*.Tulsa, AAPG, 1977. p. 42-212, (Memoir #26).
- Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R. Seismic Stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. In: Bally, A.W. (ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG. 1987. v. 1, 11-14, (AAPG Studies in Geology # 27).

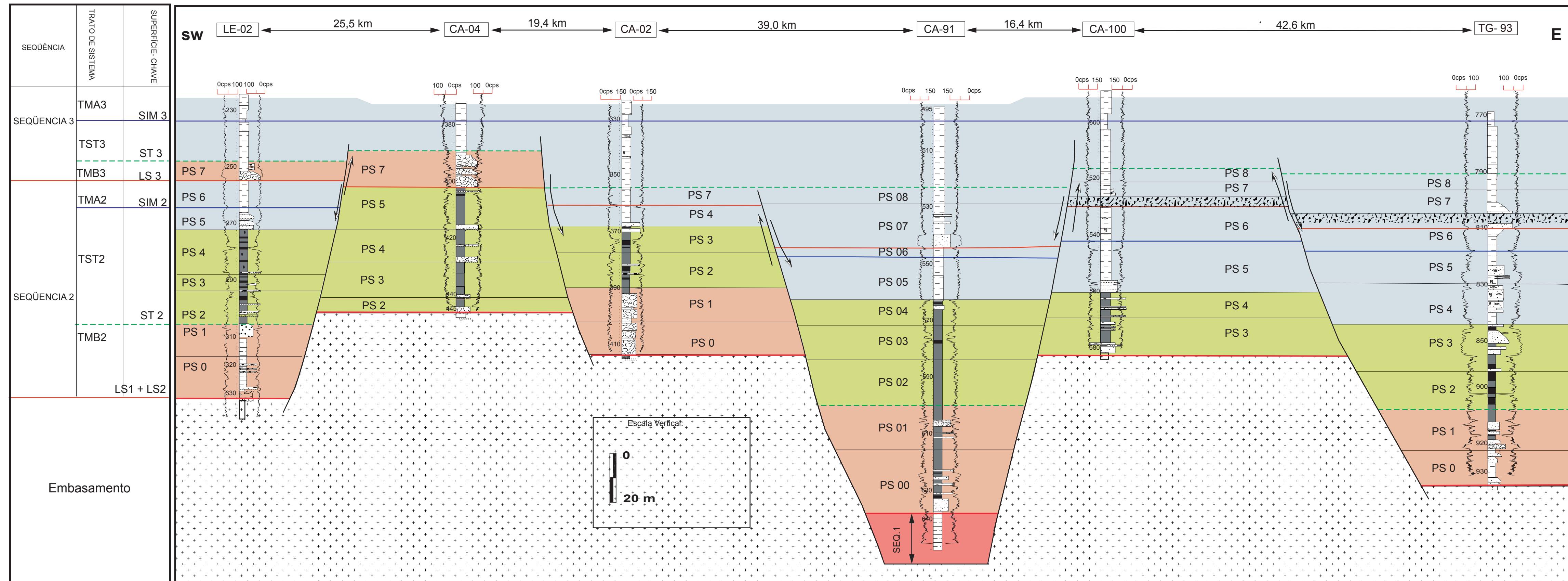
- Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Champion, K.H, Rahmanian, V.D. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-resolution correlation of Time and Facies*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 1990. 55 p. (AAPG Methods in Exploration Series # 7).
- Visser, J.N.J. The problem of recognizing ancient subaqueous debris flow deposits in glacial sequences. *Transactions of the Geological Society of South Africa*. **86**: 127-135, 1983.
- Villwock, J.A. & Tomazzelli, L.J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas, 1995, 8: 1-45p.
- Walker, R.G.; James, N.P. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 1992. 409 p.
- Wilgus, C.K.; Hastings B.S.; Kendal, C.G.S.C; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. *Sea level Changes – an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 1988. 407 p. (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J.C de J.; Marques, A.; Astolf, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, C.T.; Zanotto, O.A. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J (eds.). *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, . 1990, p135-138.
- Ziegler, A. M.; Raymond, A. I.; Gierlowski, T. C.; Horrell, M. A.; Rowley, D. B; Lottes, A.L. Coal, climate and terrestrial productivity: the present and early Cretaceous compared. In: Scott, A.C., Editor, 1987. *Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances Geol. Soc. Spec. Publ.* **32**, pp. 25–49.
- Ziegler, A. M.; Hulver, M. L.; Rowley, D. B. Permian world topography and climate, in Late Glacial and Postglacial Environmental Changes-Quaternary, ed.: I. P. Martini, Oxford Univ. Press, New York, 1997. pp. 111 –146.

ANEXOS

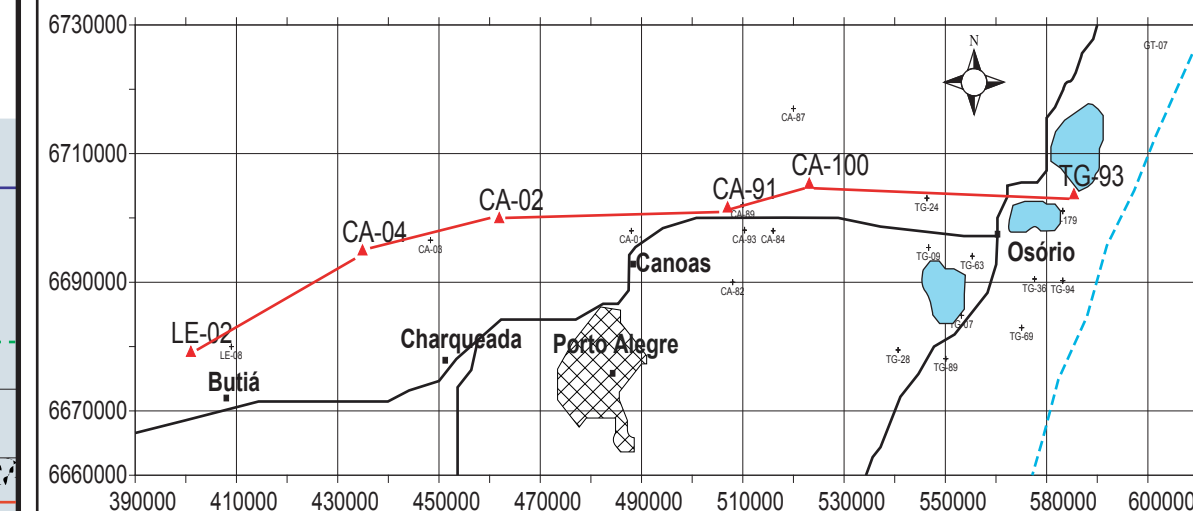
ANEXO 1

INTERPRETAÇÃO
ESTRATIGRÁFICA

Seção strike - Área 1



LOCALIZAÇÃO DA SEÇÃO



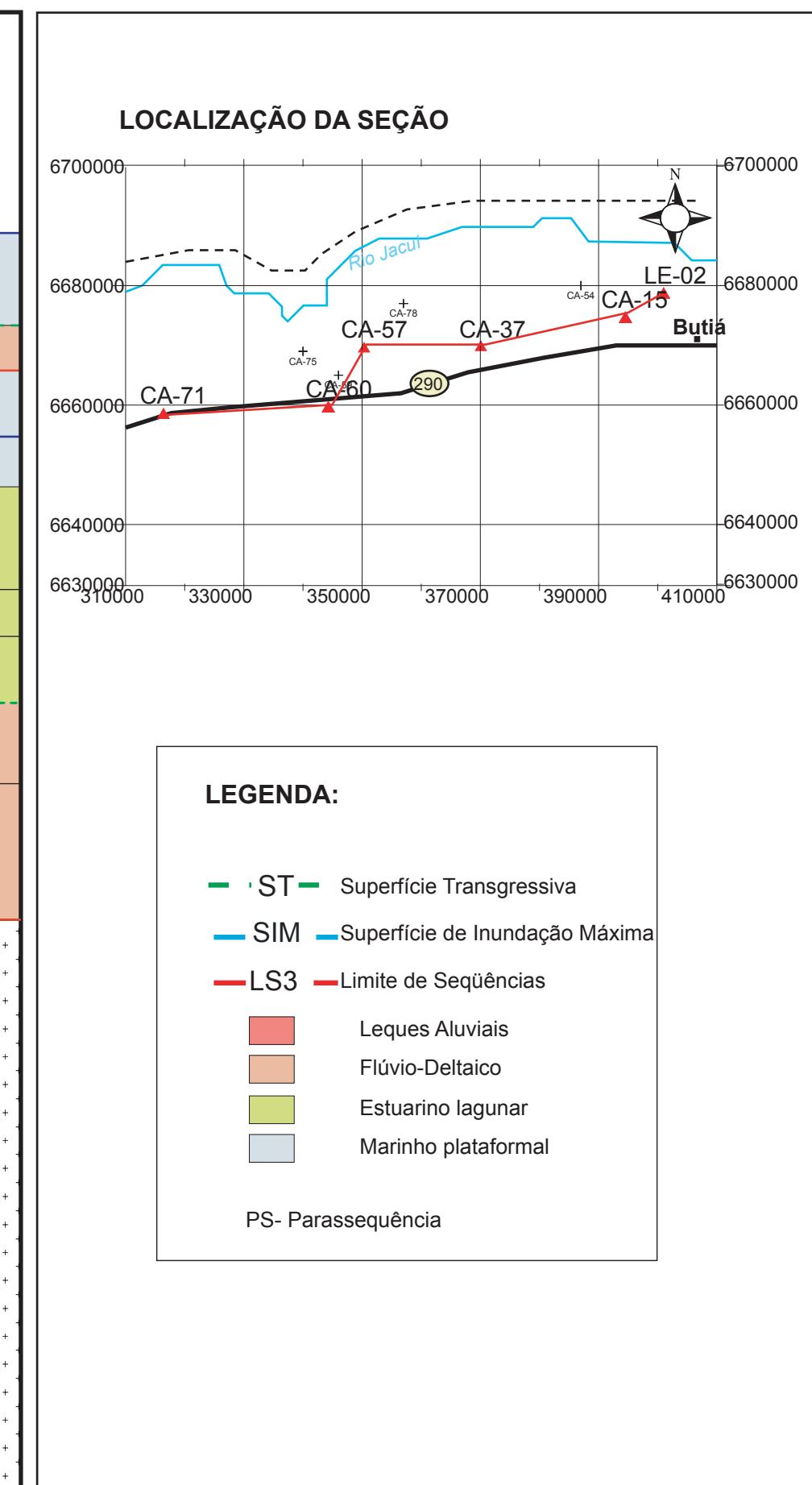
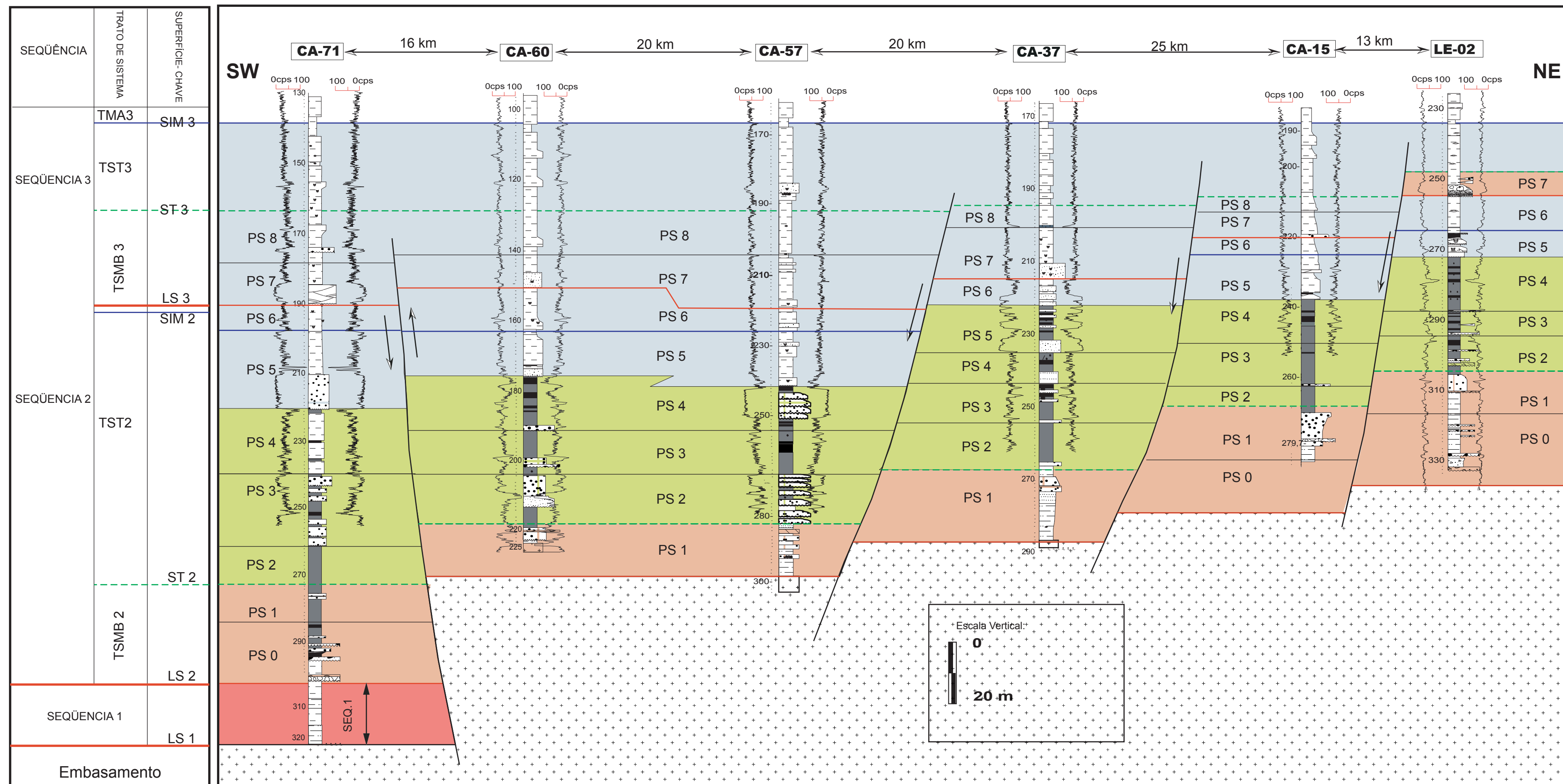
LEGENDA:

- ST — Superfície Transgressiva
- SIM — Superfície de Inundação Máxima
- LS3 — Limite de Seqüências
- Leques Aluviais
- Flúvio-Deltaico
- Estuarino lagunar
- Marinho plataformal
- Ilha Barreira
- Planície de maré
- PS- Parassequência

ANEXO 2

INTERPRETAÇÃO
ESTRATIGRÁFICA

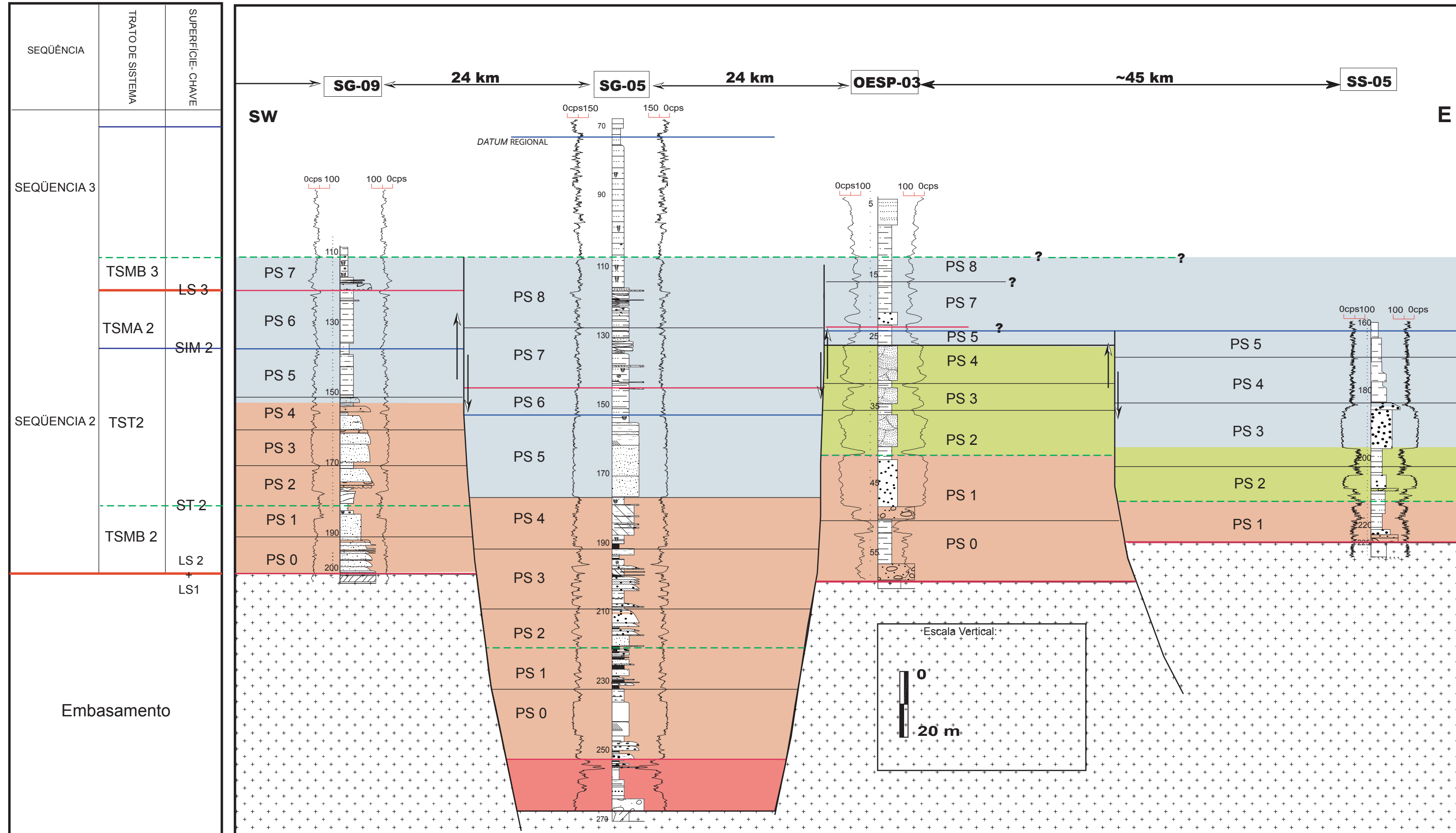
Seção strike - Área 2a



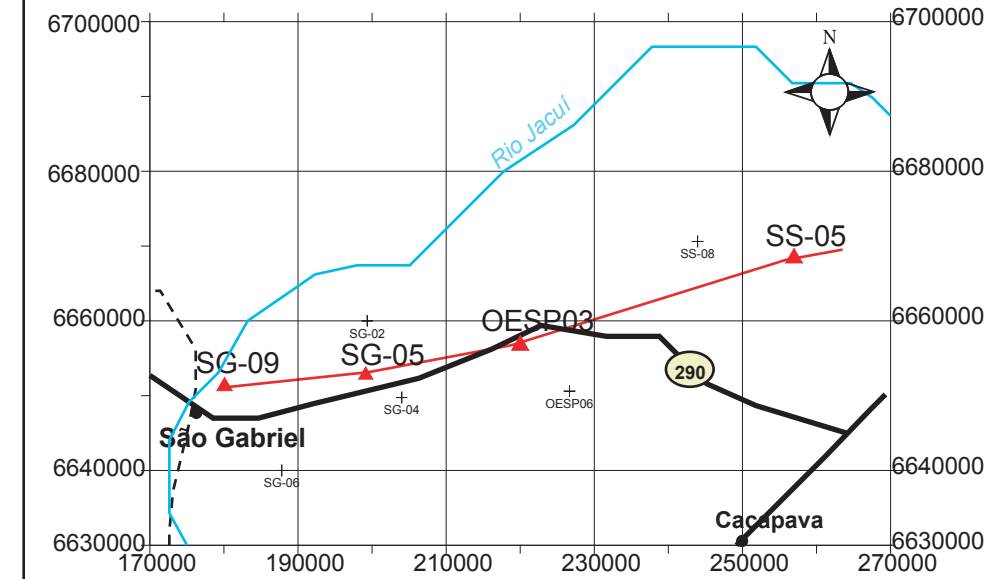
ANEXO 3

INTERPRETAÇÃO
ESTRATIGRÁFICA

Seção strike - Área 2b



LOCALIZAÇÃO DA SEÇÃO



LEGENDA:

- ST Superfície Transgressiva
- SIM Superfície de Inundação Máxima
- LS3 Limite de Sequências
- Leques Aluviais
- Flúvio-Deltaico
- Estuarino lagunar
- Marinho plataformal

ANEXO 4

INTERPRETAÇÃO
ESTRATIGRÁFICA

Seção - Área 3

